F 1329

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

64

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

1977
L 033458 Vol. 22

GEOLOGIE

TOMUL 22
1977

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil:

Academician DAN GIUȘCĂ

Redactor responsabil adjunct:

Academician NICOLAE PETRULIAN

Membri:

Academician MILTIADE FILIPESCU, academician GEORGE MURGEANU, prof. VIRGIL IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, prof. NECULAI MACAROVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, prof. BUJOR ALMĂJAN, prof. DAN RĂDULESCU, dr. POMPILIU ȘOIGAN

Secretar de redacție:
Dr. N. ANASTASIU

În țară abonamentele se primesc la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii poștali și difuzorii din întreprinderi și instituții.

Comenzile de abonamente din străinătate se primesc la ILEXIM, Departament Export-Import, Presă, P.O. Box 136—137, telex 011226, București, str. 13 Decembrie nr. 3 România, sau la reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență se vor trimite pe adresa Comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Geologie",

Toute commande de l'étranger sera adressée à ILEXIM, Departement d'Exportation-Importation Presse, Boîte postale 136—137, telex 011226, Bucarest, str. 13 Decembrie 3, Roumanie, ou à ses representants a l'etranger.

En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste ou chez votre facteur.

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ, GEOGRAFIE GEOLOGIE,
Calea Victoriei nr. 125, R — 71021
București 22
tel. 50.76.80/123

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
Calea Victoriei nr. 125, R — 71021
București, sectorul 1,
tel. 50.76.80

ORSZÁGOS MŰSZAKI KÖNYVTÁR ÉS DOKUMENTÁCIÓS KÖZPONT 1883

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

GEOLOGIE

Tomul 22 1977

SUMAR

Pag.

DAN GIUŞCĂ, David Roman (1885–1927) 3

Simpozionul „Geologia Dobrogei"

DAN GIUŞCĂ, Contribuţii la petrografia şisturilor cristaline careliene de la Palazu Mare (Dobrogea) 5

V. IANOVICI, VICTORIA STIOPOL, I. MĂLDĂRESCU, GH. C. POPESCU, Metalogeneza chimmerică din Dobrogea de nord 11

GHEORGHE C. POPESCU, Similitudini metalogenetice între Dobrogea de nord şi Carpaţii Orientali în lumina tectonicii globale 19

NIŢA TĂTĂRÂM, GERTRUDE RADO, IOANA PANĂ, ELISABETA HANGANU, D. GRIGORESCU, Dobrogea de sud în neozoic : biostratigrafie şi paleogeografie 27

Studii

G. CIOFLICA, Ş. VLAD, ERNESTINA VOLANSCHI, S. STOICI, Skarnele magneziene cu mineralizaţii asociate de la Băiţa Bihorului 39

M. SOCOLESCU, FL. DIACONU, P. VARGA, Structuri de pipe în zăcămintele de sulfuri polimetalice de la Rodna Veche. 59

MIHAI PANAITE, Consideraţii preliminare asupra mineralizaţiei polimetalice de la Scrind – Răchiţele (Munţii Vlădeasa) 75

EMIL CONSTANTINESCU, Mineralogia şi petrologia magmatitelor laramice dintre valea Nerei şi valea Radimniuţei 87

MARIN ŞECLĂMAN, Relaţia dintre solubilitatea mineralelor solide şi stress 103

I. BERBELEAC, Adularizarea andezitului cuarţifer din regiunile Vălişoara şi Cordurea (Munţii Metaliferi) 109

ST. CERC. DE GEOL. GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T 22, P. 1–168. BUCUREŞTI, 1977

Pag.

ANTONETA SEGHEDI, Date privind vîrsta postcarapelitică a granitului de Pricopan (Dobrogea de nord-vest) 119
CORNEL DOREL MÂNECAN, Asupra prezenței unor roci metaeruptive acide în seria de Sibișel (Munții Cibin) 131
DAN GRIGORESCU, GR. ALEXANDRESCU, Microfaciesurile cu bioclaste din complexul sideritic al șisturilor negre (unitatea Audia — Carpații Orientali) 139
N. MÉSZÁROS, V. GALCENCO, C. FABIAN, Nannoplanctonul depozitelor paleogene de la Cormeniș (est de Jibou) și semnificația lui stratigrafică 155
D. MORARIU, ALEXANDRA MORARIU, Microfaciesul cu stomiosfere de la izvoarele Jiului de Vest. 161

DAVID ROMAN

1885 — 1927

Personalitatea marcantă în viaţa geologică românească a anilor '20, David Roman s-a impus, prin pregătirea sa, ca succesor al prestigiosului G. Murgoci la Şcoala politehnică şi a obţinut, în acelaşi timp, conducerea noii secţii de prospecţiuni din Institutul geologic al României. Era reuşita unei activităţi îndelungate, presărată de greutăţi, a unui om deosebit de înzestrat. Dar aşteptările puse în activitatea sa creatoare s-au năruit la 10 februarie 1927. La vîrsta de 42 ani David Roman nu mai era printre noi.

Născut în Giurgiu la 30 aprilie 1885, David Roman a terminat cursul superior la Liceul „Gh. Lazăr" şi a obţinut licenţa în ştiinţele fizico-chimice în 1907. Urmînd îndemnul lui Ludovic Mrazec, a început de îndată studiul geologic şi petrografic al masivului eruptiv de la Greci, din partea nord-vestică a Dobrogei. Susţinută cinci ani mai tirziu ca teză de doctorat, lucrarea situează Dobrogea de nord în cadrul concepţiilor moderne dezvoltate de L. Mrazec, Gh. Murgoci şi G. Macovei. Descifrarea structurii zonare şi a petrografiei masivului sînt o realizare remarcabilă a lui David Roman. Descrierea petrografică este exemplară şi scoate în relief existenţa a două generaţii de feldspat plagioclaz, ultima derivată din soluţii apoase. Considerînd

semnificative pentru reconstituirea evoluției magmatice atît rocile lichid-magmatice, cît și cele pneumatolitice, David Roman a admis formarea tuturor rocilor masivului prin scindarea succesivă a magmei originale dioritice.

Numit șef de lucrări la 1 iunie 1915, David Roman a avut sarcina, ca director delegat, să gireze administrarea laboratorului în timpul ocupației, cînd titularul catedrei se retrăsese în Moldova cu însărcinări oficiale. A trăit momentele dificile din decembrie 1916, cînd comandantul trupelor de ocupație a ordonat evacuarea laboratorului în 24 de ore, dispoziție care din fericire nu a fost pusă în aplicare datorită intervenției personalităților rămase în București.

În anul 1918 a fost solicitat să țină cursul de mineralogie studenților Facultății de farmacie, iar la redeschiderea Facultății de științe cursul de mineralogie a fost predat de David Roman care a suplinit și mai tîrziu deseori pe profesorul Ludovic Mrazec. În această perioadă a studiat și în laboratoarele de specialitate din Viena și Geneva. În anul 1919 a fost numit conferențiar de petrografie generală. A colaborat în vremea aceasta cu L. Mrazec în studiile asupra geologiei Peninsulei Sinai. A susținut examenul de docență în 1923 cu lucrarea *Studii petrografice în Yemen* (*regiunea Hodeida Saana*), folosind materialul colectat în 1911 de G. Botez. Cercetările sale au adus o reală contribuție la cunoașterea acestei părți a întinsei provincii vulcanice terțiare din partea estică a Africei și din Arabia.

Din această perioadă se manifestă interesul său pentru geologie economică, vădit în publicațiile sale asupra zăcămintelor de muscovit din Munții Lotrului și asupra zăcămintelor aurifere din Transilvania.

În anul 1926 a fost numit profesor de mineralogie și petrografie la Școala politehnică din București și avansat geolog-șef la Institutul geologic al României, conducătorul noii secții de prospecțiuni.

A publicat *Introducere în studiul cristalografiei geometrice* (1923) și *Cursul de mineralogie* (1926), precum prelegerile sale de la Universitate și Școala politehnică. Împreună cu Al. Codarcea a tipărit în 1926 primul volum din *Bibliografia geologică a României*.

Moartea sa timpurie a lipsit învățămîntul geologic de un profesor de înaltă clasă, cu deosebită claritate în expunere, cu grijă deosebită pentru pregătirea tinerelor cadre, cu remarcabile însușiri de cercetător.

Cu prilejul scurgerii a 50 ani de la încetarea sa din viață, foștii săi elevi aduc omagiu memoriei sale și exprimă recunoștință pentru îndemnurile, pentru sprijinul sau învățămintele primite.

Acad. *Dan Giușcă*

CONTRIBUȚII LA PETROGRAFIA ȘISTURILOR CRISTALINE CARELIENE DE LA PALAZU MARE (DOBROGEA)

DE

Acad. DAN GIUȘCĂ

Cristalinul carelian cuprinde, la Palazu Mare, cuarțite, micașisturi, gnaise cu microclin și formațiunea feruginoasă. Aceasta din urmă este separată în două ritmuri prin o fișie de șisturi asemănătoare celor din acoperișul său. Se presupune că spre est (fig. 1) formațiunea feruginoasă se îndințează cu micașisturile care predomină în zona estică (D. G i u ș c ă, 1975).

Parte din micașisturi au aspect filitos, accentuat prin retromorfism. Majoritatea sînt micașisturi cu biotit și muscovit, în care grafitul este foarte răspîndit, uniform sau concentrat în zone cu forme neregulate. Formează lamele fine, uneori cu contururi hexagonale. Ca atare, această pulbere grafitoasă este inclusă în toate celelalte minerale. Biotitul este brun cu policroism γ-brun-roșcat, α-galben palid. Deseori, biotitul este decolorat, cîștigînd o tentă ușor violacee; include sagenit sau prisme de rutil bine individualizate. Transformarea mai avansată duce la clorit, mai rar la muscovit. Muscovitul primar în lame subțiri se găsește în proporție foarte variabilă față de biotit. Țesutul granoblastic de cuarț este îndeobște bine individualizat. Incluziuni de zircon cu aureole policroice sînt frecvente iar turmalina este răspîndită în prisme cu policroism γ-galben-verzui sau galben-brun, α-incolor.

Textura orientată este pregnantă; în unele cazuri cuarțul este larg cristalizat, iar biotitul se dispune în cuiburi. Micașisturile trec în cuarțite micacee în care dîre de mice accentuează foliația. Este frapantă alternanța care se observă uneori între fișii după foliație și fișii transversale pe foliație, ca urmare a microcutării. Se observă și fenomene de brecifiere într-o masă aparent omogenă, cu elemente de micașist avînd orientări diverse, asociate cu fragmente de cuarțit zdrobit.

O varietate răspîndită conține porfiroblaste de andaluzit sericitizat. Aceste pseudomorfoze au în general contururi dreptunghiulare sau rombice. Conținutul lor în grafit este ridicat, pulberea este dispusă în fișii care dau pseudomorfozelor un aspect zebrat. Sericitul formează o pîslă foarte fină înțesată de pulbere grafitoasă. Se pare că transformarea andaluzitului se desfășoară în mod deosebit dacă conținutul în grafit este mai redus, permițînd formarea de lamele largi de mice. Pseudomorfoze de

---

* Simpozionul a avut loc în ziua de 22 decembrie 1976 în aula Academiei, în cadrul căruia au mai fost susținute lucrările: *Contribuții geofizice la cunoașterea gealogiei Dobrogei* (R. B o t e z a t u, Șt. A i r i n e i; *Dobrogea de nord în mezozoic* (E. G r ă d i n a r u); *Resurse de substanțe minerale utile în Dobrogea de nord* (V. B a c a l u, Gh. M a r t i n o f); *Dobrogea centrală și de sud în jurasic și cretacic* (I. B ă n c i l ă, A. B ă r b u l e s c u, M. C h i r i a c, Th. N e a g u, O. D r a g a s t a n).

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 22, P. 5–9, BUCUREȘTI, 1977

lamele orientate se observă uneori la andaluzitele curate. În fenoblastele înlocuite sînt și relicte de lamele de biotit.

Proporția și dimensiunile fenoblastelor sericitizate sînt foarte deosebite; de la cristale răzlețe, largi, se ajunge la peste 60% pseudomorfoze după andaluzit. De regulă sînt mulate de matricea micacee.

În micașisturile cu pseudomorfoze după andaluzit se găsesc și pseudomorfoze de sericit după sillimanit, fie sub formă de cristale aciculare izolate, fie în șuvițe de fibre paralele sau în snopi și agregate divergente. Proporția acestora poate ajunge considerabilă. Pseudomorfozele după sillimanit pot fi concrescute intim cu cristalele de biotit. Numai excepțional s-au găsit relicte de andaluzit și de sillimanit. În aceste cazuri andaluzitul rămîne ca resturi în zona centrală a cristalelor, învăluite de lamele de minerale micacee. Sillimanitul relict se găsește în partea centrală a unor dense agregate divergente. Transformarea în sericit se dezvoltă atît după fracturi transversale, cît și de la periferia cristalelor.

Almandinul joacă un rol important în unele varietăți de micașisturi. Formează fenoblaste dodecaedrice cu idiomorfism perfect. În rocile cu sillimanit, cristalele aciculare ale acestuia se continuă și în almandin. Cloritizarea după fisurații poate progresa uneori pînă la formare de pseudo-

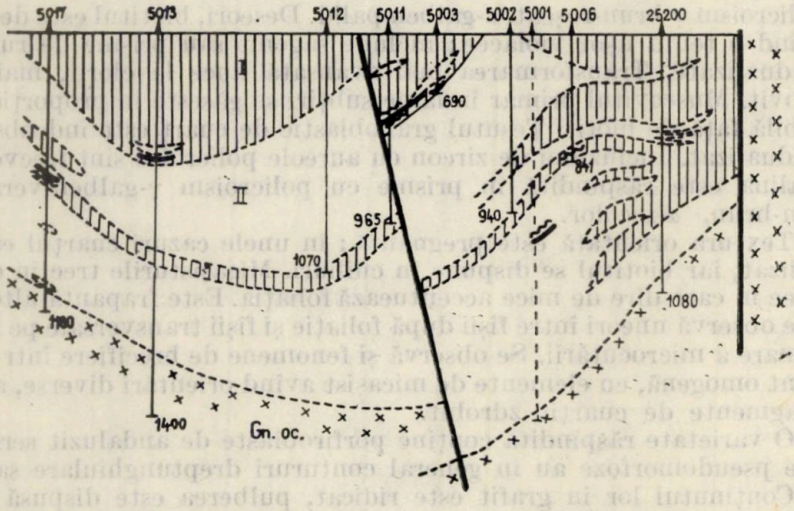


Fig. 1. — Localizarea gnaiselor cu microclin (linie încreștită) și a mineralizației piritoase (linie groasă) în cristalinul carelian de la Palazu Mare. Hașurat: cuarțite, micașisturi gnaise; alb: șisturi feruginoase; ×, migmatite.

morfoze. Mai importantă este înlocuirea cu sericit în rocile în care aportul de potasiu este însemnat; se observă dezvoltarea sa pe fisuri și formarea unui tiv marginal. Se ajunge mai rar la roiuri de relicte mărunte și neregulate în agregatul sericitic. În aceste din urmă cazuri nu au fost observate în asociație și lamele de clorit care să sugereze că procesul de alterare s-a desfășurat în două etape.

În privința raporturilor dintre andaluzit și sillimanit, trebuie să ne orientăm după următoarele observații. Se întîlnesc în vecinătate pseudo-

morfoze după cele două minerale, de regulă net separate. Uneori însă, pseudomorfozele după sillimanit se dezvoltă și în zona marginală a pseudomorfozelor grafitoase după andaluzit care par corodate. În cîteva cazuri au fost observate rare pseudomorfoze după ace de sillimanit incluse în masa sericitică a pseudomorfozelor după andaluzit. Sericitizarea poate deveni intensă. Almandinul se sericitizează la rîndul său, atît marginal cît și după rețeaua de fisuri ; transformarea progresează chiar pînă la roiuri de granule neregulate în matricea sericitică. În vecinătatea pseudomorfozelor după snopi de sillimanit, masa de sericit înglobează și resturi de almandin. Aceeași situație se observă în sericitizarea andaluzitului și sillimanitului, cu unele aspecte care ar putea sugera substituția anterioară a andaluzitului prin sillimanit. În opinia noastră este însă numai o aparență, deoarece, în numeroasele cazuri în care sericitizarea se limitează strict la pseudomorfozarea celor doi silicați de aluminiu nu au fost nicăieri surprinse raporturi care să justifice o diferență de vîrstă a mineralelor primare. Chiar în puținele cazuri menționate de pseudomorfoze după sillimanit prinse în pseudomorfoze după andaluzit, nu avem certitudinea unei diferențe de vîrstă, concrețiunile fiind similare cu cele dintre almandin și sillimanit. Rămînem la concluzia că cei doi silicați de aluminiu s-au format în condiții de echilibru sau în apropierea acestora.

Nu s-au observat cristale de cordierit sau pseudomorfoze după acest mineral. Prezența andaluzitului corelată cu absența cordieritului este un indicator de presiune mai scăzută în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin. Cu aceste elemente nu este posibil să descriem mai de aproape condițiile termodinamice ale formării șisturilor careliene. Apreciem totuși la 600°C și la 4—5 kb mărimea temperaturii și presiunii sub care a avut loc metamorfismul rocilor examinate.

În asociația micașisturilor și cuarțitelor se găsesc intercalații de gnaise cu microclin. Aceste roci sînt alcătuite din cuarț—microclin—muscovit—biotit brun. Foliația este accentuată, granulația măruntă. Microclinul și cuarțul alcătuiesc un fond granoblastic bine individualizat. Participarea microclinului este importantă. Distribuția sa este de regulă uniformă, dar au fost observate cazuri de concentrări locale. Într-un singur caz muscovitul a fost singurul mineral micaceu al gnaisului. Diferențele chimice între micașisturi și gnaisele asociate se manifestă prin valoarea ridicată a K_2O și sensibil mai scăzută a Al_2O_3. Analizele chimice au fost prezentate anterior (D. G i u ș c ă și colab., 1975). Din acestea s-a calculat compoziția modală a gnaisului întîlnit în forajul 5 001 : cuarț 22%, microclin 37%, muscovit 29%, biotit 12%. Cu aceste gnaise se asociază și cuarțite cu microclin.

Gnaisele cu microclin se întîlnesc atît în partea bazală a unității superioare (forajele 5 013, 5 011, 5 003), cît și în fișia mediană de micașisturi din formația feruginasă (forajele 5 001 și 5 017). Reamintim că separația celor două unități a avut în vedere individualizarea formației feruginoase. În fundamentul precarelian se observă unele nivele de migmatite alcătuite aproape exclusiv din microclin. Acestea ar putea fi sursa din care au derivat sedimentele prin al căror metamorfism au rezultat gnaisele, gnaisele cuarțoase și cuarțitele cu microclin.

Remarcabilă este asociația acestor nivele de gnaise cu depuneri de pirită, rareori de blendă și galenă. În micașisturile fișiei mediane (forajul

5 001, 923 m) din vecinătatea gnaiselor s-au observat granule izolate de pirită incluzînd lamele de biotit brun proaspăt, de asemenea șuvițe subțiri de cristale idiomorfe de pirită dispuse paralel cu șistuozitatea. Cuarțitele larg cristalizate cu două mice, avînd mici cuiburi de microclin, au de asemenea pirită diseminată, uneori concrescută cu biotit. Mai des însă biotitul este cloritizat, iar pseudomorfozele largi includ cristale de zirocon cu aureole policroice. Asociația intimă a piritei cu biotit și microclin atestă depunerea sa premetamorfică. Dar depuneri postmetamorfice sînt de asemenea răspîndite. Astfel, în rocile gnaisice se observă (m 926 și 938) filonașe de pirită asociată cu adular. La m 940, micașistul trece în cuarțit micaceu larg cristalizat cu pirită diseminată sau în cuiburi masive. Îndeosebi în fișiile de cuarțit cu biotit se găsește pirită în cristale largi. Pe lîngă clorit pseudomorf cu incluziuni de zircon, se observă în aceste cazuri clorit depus de-a lungul căilor de circulație, dezvoltate uneori caracteristic pe contactele dintre granulele de cuarț.

Înfiltrații de sideroză sînt de asemenea frecvente în cuarțite și îndeosebi pe lîngă cristalele de pirită. Au uneori structură zonară și cuprind cristale limpezi, fine, de cuarț idiomorf. Clorit de neoformație se găsește în lamele incolore divergente, uneori cu deformări locale (Kincking), de-a lungul cărora se depune sideroză. Remarcabile sînt geodele cu pirită în cuburi și sideroză în romboedri turtiți. Aceste observații sugerează existența a două generații de pirită, ultima făcînd parte din depuneri de cuarț, clorit, sideroză, cărora se adaugă local blendă și galenă. Este probabil ca această mineralizație să rezulte prin procese de mobilizare a depunerilor primare. Unele observații pledează în acest sens. Menționăm astfel depuneri de clorit mărunt cristalizat în zone de zdrobire, de-a lungul cărora cuiburile de pirită sînt adînc corodate de clorit, pînă la aspecte zdrențuite, contrastînd cu aglomeratele de cristale idiomorfe din vecinătate. Au fost observate chiar pseudomorfoze de clorit după pirită, cu contururi patratice, incluzînd resturi de pirită cu forme neregulate. Pirita este astfel antrenată în soluție; depuneri de pirită, clorit, sideroză și cuarț idiomorf pot rezulta în acest fel. Mobilizări similare ale fierului sînt foarte răspîndite în întreaga formațiune feruginoasă și se manifestă prin depuneri variate ce reflectă chimismul rocilor-gazdă.

Adular a fost observat atît în filonașele de pirită, cît și în filonașele transversale de cuarț din gnaise; arată cîteodată conturul rombic caracteristic, dar mai ales structura complexă de maclă. Are unghiul axelor optice variabil, mic sau mediu, și semnul optic negativ. În filonașele de pirită cu bordură de adular, aceasta include mici cristale idiomorfe de cuarț. Adularul se găsește în vecinătatea imediată a microclinului din gnaise, făcînd parte din mineralizația epigenetică.

Prezența adularului exclusiv în mineralizația asociată gnaiselor cu microclin, precum și existența unei mineralizații de sulfuri premetamorfice pledează pentru caracterul de mobilizat al depunerilor respective asociate complexului de micașisturi și gnaise. Pirita este mult mai rară în rocile formației feruginoase unde cuarțul și subordonat pirita se asociază cu cloritul provenit prin alterarea mineralelor feromagneziene.

CONTRIBUTIONS À LA PÉTROGRAPHIE DES SCHISTES CRISTALLINS CARÉLIENS DE PALAZU MARE (DOBROUDJA)

RÉSUMÉ

Le cristallin carélien de Palazu Mare est constitué par des micaschistes, quartzites, gneiss à microcline, ainsi que par la formation férrugineuse. Dans la partie médiane de cette dernière on trouve une bande de schistes semblables à ceux qui constituent son toit.

La plupart des micaschistes sont à biotite et muscovite, parfois à almandin ; le graphite y est abondant. Une variété répandue contient en outre de l'andalousite séricitisée ; souvent, on y trouve aussi des gerbes de silimanite séricitisée. Dans les roches intensément séricitisées, l'almandin est substitué aussi. D'après les observations décrites, on a conclu que les silicates d'aluminium sont contemporains.

Tant dans la zone basale du toit que dans la bande médiane de micaschistes, on a rencontré des gneiss à microclin, ainsi que des quartzites à microclin. C'est à ces niveaux ou bien dans leur voisinage que l'on observe de la pyrite en cristaux isolés, à inclusions de biotite fraîche, ainsi que des bandes étroites de cristaux parallèles à la schistuosité. En dehors de ces formations prémétamorphiques, on a observé aussi des infiltrations de sidérose, de pyrite et de quartz en cristaux idiomorphes. Il en résulte l'existence de deux générations de pyrite, la dernière due aux processus de mobilisation.

BIBLIOGRAFIE

Ianovici V., Giușcă D. (1961), *New data on the crystalline basement of the Moldavian Plateau and of Dobrudja*, Rev. roum. Géol., **V**, *1*, 3—10, București.

Giușcă D., Colios Elena, Udrescu Constanța (1974), *Fundamentul cristalin al Platformei Moldovenești*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, **19**, 11—29, București.

Giușcă D., Vasiliu Cecilia, Medeșan Alexandrina, Udrescu Constanța (1976), *Formațiunea feruginoasă carelianǎ din Dobrogea*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, **21**, București.

Primit în redacție la 9 decembrie 1976

Academia Republicii Socialiste România

Fig. 1. — Gnais cu microclin. N +, 65 ×.

Fig. 2. — Pseudomorfoze după sillimanit și cristale de almandin înlocuite de sericit de-a lungul fisurilor. N +, 65 ×.

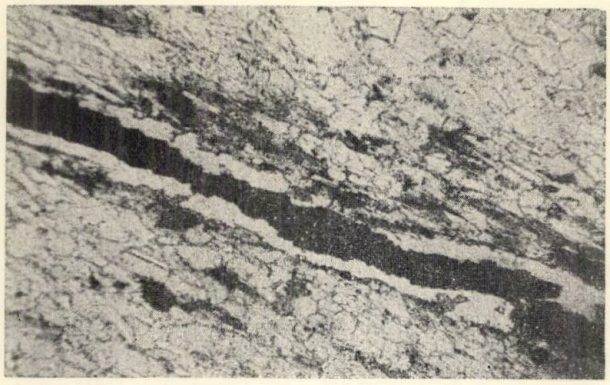


Fig. 3. — Filonaş de pirită cu salbandă de adular, în gnaise cu microclin. N ||, 65 ×.

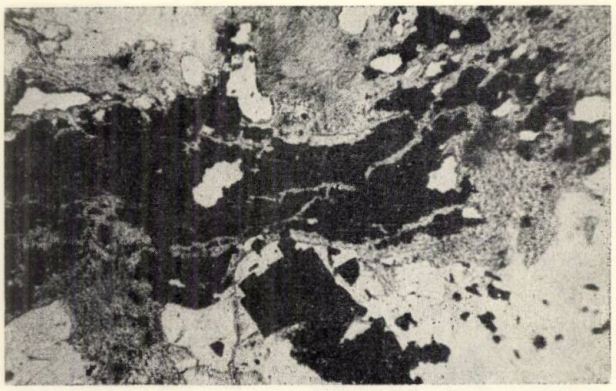


Fig. 4. — Granule de pirită corodate de clorit într-o zonă de zdrobire, în cuarţite cu pirită. N ||, 65 ×.

METALOGENEZA CHIMMERICĂ DIN DOBROGEA DE NORD

DE

V. IANOVICI

membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România

VICTORIA STIOPOL, I. MĂLDĂRESCU, GH. C. POPESCU

Metalogeneza chimmerică din Dobrogea de nord este asociată celor trei aliniamente de magmatite triasice avînd dispoziţii concordante cu structura de ansamblu a regiunii. Aliniamentul nordic Isaccea — Parcheş — Somova — Mahmudia cuprinde erupţii bazice — bazalte (diabaze) şi acide — riolite (porfire cuarţifere). Acestui aliniament i se asociază mineralizaţiile cu magnetit şi cuarţul cu proprietăţi piezoelectice de la Niculiţel şi mineralizaţiile cu baritină şi sulfuri din zona Somova — Mineri (Cîşla) şi Malcoci. Cel de-al doilea aliniament este asociat riolitelor cu care sînt asociate mineralizaţiile cu hematit (specularit) şi magnetit de pe flancul vestic al dealurilor Consul şi Malciu din apropierea localităţii Iulia. Aliniamentul sudic, situat în vecinătatea liniei tectonice Peceneaga — Camena, reprezintă cea mai amplă manifestare a eruptivismului riolitic. Asociate acestui aliniament nu se cunosc, pînă în prezent, decît slabe impregnaţii de calcopirită şi carbonaţi bazici de cupru (fig. 1).

SPECIFICUL METALOGENEZEI CHIMMERICE DIN DOBROGEA DE NORD

I. ALINIAMENTUL NORDIC

1. *Mineralizaţiile asociate bazaltelor.* Ridicările magnetometrice efectuate în aria de răspîndire a bazaltelor au conturat existenţa unor anomalii, care, mai apoi, cercetate prin lucrări miniere şi foraje de către I.F.L.G.S., au evidenţiat prezenţa unor acumulări de magnetit la nivelul unor faciesuri mai larg cristalizate. În stadiul actual de cunoaştere a regiunii se pare că sîntem în prezenţa unor pînze intruzive cuprinse între curgeri succesive sau la nivelul inferior al unor curgeri groase în care magnetitul s-a acumulat gravitaţional.

Filoanele hidrotermale de cuarţ piezoelectric străbat diabazele la sud de Niculiţel. Aceste filoane, cu grosimi în general mici, au în salbandă zone cu epidot, albit şi cuarţ fin cristalizat. Spre centrul lor, în geode, se dezvoltă cristale de cuarţ cu lungimi ce ajung în mod excepţional pînă la 7 cm. Temperaturile determinate prin metoda omogenizării incluziunilor bifazice au dat pentru aceste cristale valori cuprinse între 94 şi 167°C (M. Savul, V. Pomârleanu, 1957) şi între 250 şi 292°C (M. Borcoş, V. Manilici, 1965).

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 22, P. 11–17, BUCUREŞTI, 1977

2. *Mineralizaţiile asociate riolitelor* de pe acest aliniament sînt cele mai importante din punct de vedere economic, făcînd în cea mai mare parte obiectul unor exploatări miniere. Zona de dezvoltare maximă este

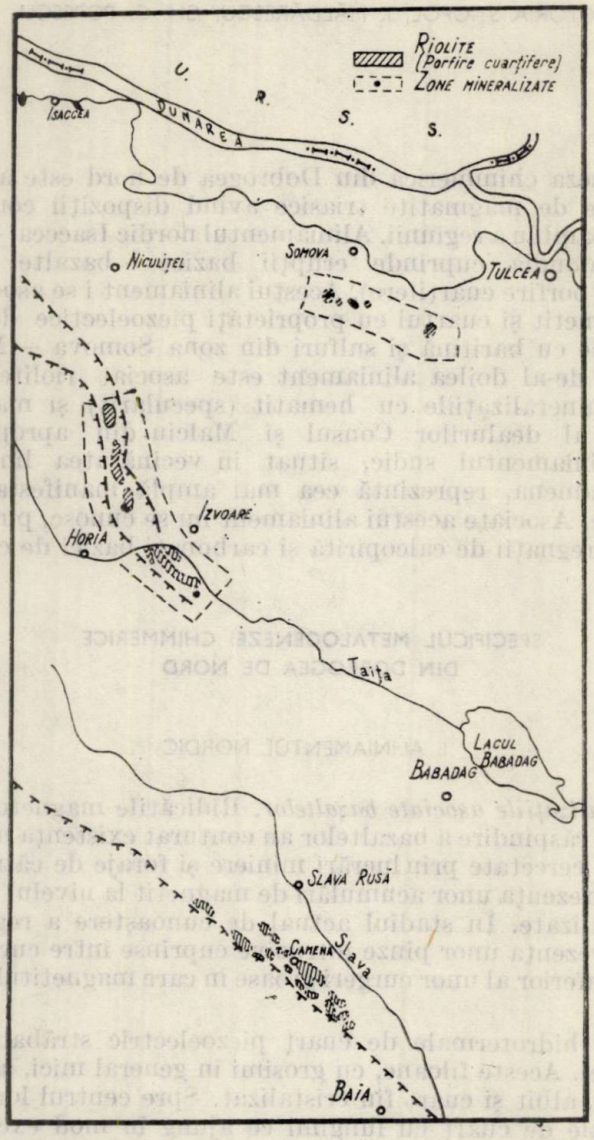


Fig. 1. — Aliniamentele cu riolite şi mineralizaţiile asociate din Dobrogea de nord.

cuprinsă între localităţile Somova şi Mineri. Aceste mineralizaţii au fost cercetate de R. Pascu (1904), M. Savul (1951), V. Ianovici şi colab. (1957), A. Gurău şi T. Gridan (1974), Victoria Stio-

p o l și colab. (1976). Inițial, aceste mineralizații au fost exploatate pentru baritină. Ulterior, prin lucrări de explorare și exploatare, au fost evidențiate și mineralizațiile polimetalice cu extindere în adîncime.

În această zonă s-au întîlnit două forme de zăcămînt deosebite : una filoniană, reprezentată prin mineralizațiile cu baritină din perimetrul Mineri, și o a doua sub formă de brecie mineralizată cu baritină și sulfuri polimetalice din dealurile Cortelu și Bechir.

Filoanele sînt localizate în calcarele triasice stratificate în plăci și sînt orientate aproximativ nord—sud, avînd înclinarea aproape verticală. Mineralizația este constituită preponderent din baritină, la care se asociază subordonat cuarțul, fluorina și sporadic gipsul. Aceste filoane au o dezvoltare restrînsă atît pe verticală, cît și pe direcție.

Brecia mineralizată de la Cortelu (V i c t o r i a S t i o p o l și colab., 1976) se prezintă sub forma unui corp aproximativ cilindric, la care partea superioară este reprezentată prin mineralizații metasomatice de baritină, la nivelul calcarelor, și prin mineralizații cu sulfuri polimetalice la nivelul riolitelor alterate hidrotermal. Mineralizațiile cu sulfuri prezintă două aspecte : unul compact, situat la limita riolite-calcare și altul sub formă de impregnații în riolitele brecifiate și laminate.

Investigațiile microscopice pe minereurile cu baritină de tip filonian au pus în evidență cristale mari de baritină, cu habitus tabular, adesea cataclazate și cimentate cu un agregat mai fin cristalizat și de obicei cu o constituție mineralogică mai complexă, baritinei asociindu-i-se cuarțul, fluorina și mai rar gipsul. Cataclazarea baritinei de primă generație și cimentarea ei cu o baritină de-a doua generație sînt de natură să indice reactivarea fracturilor filoniene în timp.

Mineralizația cu baritină de tip metasomatic se dezvoltă mai ales la nivelul calcarelor și mai puțin în riolite. În masa calcarelor, metasomatoza are intensitatea maximă în zona centrală și în apropierea contactului calcarelor cu riolitele. Fenomenul se caracterizează macroscopic prin creșterea masivității calcarelor baritizate care duce la ștergerea stratificației inițiale. Microscopic, baritina apare în cristale tabulare, adesea cu dispoziție radiară. Matricea mineralizației cu baritină este constituită din calcit cu aspecte fiziografice diferite. Astfel, a fost sesizat un calcit larg cristalizat, limpede și maclat polisintetic, formînd uneori și filonașe, și un alt calcit fin granular și intens pigmentat. Ultimul tip pare să aparțină calcarului substituit metasomatic, iar primul, probabil, unor procese de remobilizare metasomatică sau chiar rezultat al unui aport hidrotermal.

Cercetările microscopice pe mineralizațiile cu sulfuri au evidențiat caracterul lor polimetalic determinat de prezența blendei, galenei, piritei, calcopiritei și tetraedritului. Un caz deosebit îl prezintă relațiile de concreștere dintre blendă și calcopirită, relații ce permit identificarea a două generații de blendă. Blenda de primă generație se caracterizează prin exsoluții de calcopirită cu dimensiuni mici și fin dispersate, iar blenda de generația a doua prezintă incluziuni de calcopirită evident mai larg cristalizate. Pirita apare de asemenea sub două aspecte fiziografice : unul larg dezvoltat, cu granule fragmentate și fisurate, cimentate cu blendă, galenă și calcopirită, și altul fin cristalizat sub formă de granule idiomorfe și zonate.

În urma studiilor întreprinse asupra mineralizaţiilor de baritină şi sulfuri asociate riolitelor chimmerice au fost desprinse următoarele concluzii de ordin genetic :

a. Paragenezele cu minerale utile, ca şi transformările suferite de calcare şi riolite sugerează originea hidrotermală de temperatură medie a mineralizaţiilor. M. S a v u l şi colab. (1960) au determinat prin metoda omogenizării incluziunilor fluide din cristalele de cuarţ ale acestei mineralizaţii temperaturi relativ scăzute, avînd frecvenţa maximă între 135 şi 140°C.

b. Extinderea fenomenului hidrotermal în spaţiu a fost relativ importantă, aceasta afectînd în acelaşi timp atît riolitele, cît şi calcarele din acoperiş. Variaţiile mineralizaţiilor au fost controlate de variaţiile potenţialului de oxido-reducere şi de concentraţia ionilor de hidrogen. Transformările petrecute la nivelul calcarelor, prin substituţia $CaCO_3$ de către $BaSO_4$ şi $CaMg(CO_3)_2$, dau indicaţii asupra prezenţei unui mediu oxidant şi neutru. Depunerile de sulfuri, preponderente în riolitele adularizate, ne îndreptăţesc să afirmăm că la acest nivel a existat un mediu reducător.

c. Evoluţia în timp a fenomenului hidrotermal a fost complexă. Primele soluţii hidrotermale au avut probabil un caracter acid, ele determinînd levigarea Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+} şi Fe^{2+} şi caolinizarea riolitului. Formarea adularului este de natură să indice alcalinizarea soluţiilor hidrotermale ca urmare a efectului de filtrare, cationii filtrînd mai greu decît anionii (D. S. K o r j i n s k i, 1959). Cloritizările şi talcizările din zonele de laminare intensă sînt probabil ultimele fenomene hidrotermale ce au afectat riolitele. În ceea ce priveşte relaţiile de vîrstă dintre baritină şi sulfuri sîntem tentaţi să credem că depunerea $BaSO_4$ este anterioară sulfurilor. Nu este exclusă însă posibilitatea formării lor mai mult sau mai puţin simultane, ca rezultat al existenţei unui mediu cu potenţial de oxido-reducere diferit la cele două nivele, cunoscut fiind faptul că în mediu reducător $BaSO_4$ trece în BaS, sulfură solubilă. Depunerea sulfurilor a fost sincronă cu fenomenele de metasomatoză potasică şi magneziană.

d. Mineralizaţiile cu sulfuri au un caracter polimetalic, fiind caracterizate printr-o parageneză relativ simplă, dar cu unele minerale, ca de exemplu blenda, ce prezintă un caracter complex în ceea ce priveşte conţinuturile în unele elemente urmă (Sn şi Cd).

e. Formarea unor sulfuri (blenda, pirita) a fost intermitentă, fiecare generaţie caracterizîndu-se prin aspecte morfologice, şi probabil şi de compoziţie, diferite.

II. ALINIAMENTUL CENTRAL

Mineralizaţiile asociate aliniamentului central de riolite (fig. 2) sînt reprezentate aproape exclusiv prin hematit (specularit) şi au fost semnalate în zonele dealurilor Consul, Eschibalîc şi Malciu. Aceste mineralizaţii se prezintă sub două aspecte sesizate încă de M. S a v u l (1931) :

— lentile de hematit (oligist) în calcare triasice ;

— oligist compact asociat porfirelor filoniene de la vest de valea Lozovei.

Din lucrările întreprinse de I.F.L.G.S. în ultimii ani rezultă că numai primul tip de mineralizaţii prezintă interes economic.

Aceste mineralizaţii sînt localizate preponderent în calcarele triasice, avînd dispoziţia, în general, concordantă cu stratificaţia (fig.3). În conglomerate, probabil de vîrstă werfeniană, formează vinişoare cu dispoziţii haotice.

Microscopic, mineralizaţia apare extrem de monotonă sub aspect paragenetic, fiind constituită din hematit foarte rar muşchetovitizat. Pirita este extrem de rară, iar lepidocrocitul apare sporadic sub formă de filonaşe în hematit.

Modul de prezentare al hematitului în aceste mineralizaţii este caracteristic : cristale cu dispoziţie divergentă asociate în snopi şi cristale scheletice ce determină prin dezvoltarea lor structuri „ofitice". În acest ultim caz, între cristalele tabulare „groase" şi cristalele secundare ce se dezvoltă din feţele (0001) ale celor dintîi se formează unghiuri de 60° sau 120°, unghiuri caracteristice sistemului trigonal. Acest mod de prezentare al hematitului ne-a determinat să presupunem geneza sa exhalativă, caracteristică specularitului.

Mineralele de gangă sînt fin cristalizate şi reprezentate prin granaţi, epidot, cuarţ, clorit şi carbonaţi. Toate aceste minerale au dimensiuni submilimetrice. Granaţii sînt totdeauna anizotropi cu extincţie în sectoare şi sînt adesea substituiţi de epidot şi carbonaţi.

Modul de prezentare al hematitului (specularit), ca şi anizotropia granaţilor şi, în general, dimensiunile reduse ale mineralelor din această mineralizaţie sînt caractere ce sugerează o formare rapidă,

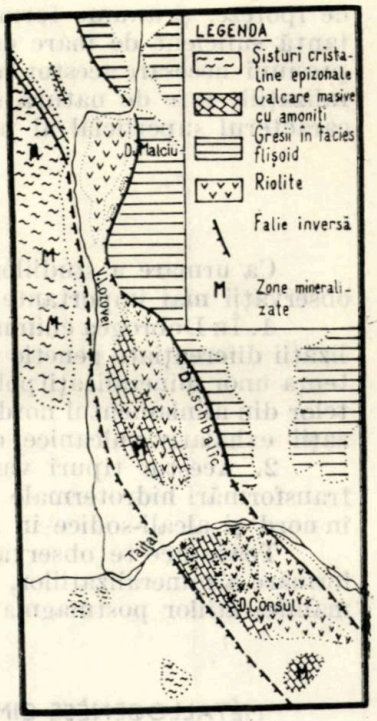


Fig. 2. — Schiţa geologică a zonei Malciu — Consul cu repartiţia zonelor mineralizate (geologia după V. Mutihac, 1964).

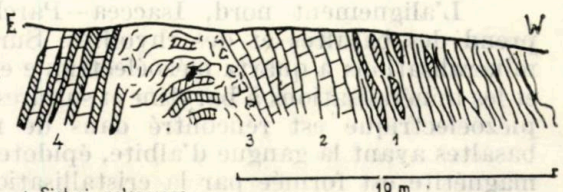


Fig. 3. — Schiţă de afloriment în mineralizaţiile de fier de la Iulia.

1. Şisturi calcaroase
2. Calcare stratificate
3. Brecie
4. Benzi de hematit-specularit şi calcare

caracteristică proceselor exhalative. În acest sens, specularitul trebuie considerat ca un produs de sublimare format în condiţii de presiune scăzută, în care s-a produs separarea din magme a fluidelor supracritice. Temperatura ridicată la care s-a petrecut procesul este ilustrată

şi de parageneza tipică specularit—granaţi. Absenţa sulfurilor poate fi explicată fie prin temperatura ridicată la care s-a produs fenomenul, fie prin caracterul oxidant al mediului de formare al mineralizanţilor.

Apariţia mineralizaţiilor la distanţe variabile de contactul riolite—calcare, în masa calcarelor, nu poate fi explicat decît în lumina unei astfel de ipoteze, şi anume formarea prin sublimare a mineralizaţiilor la o distanţă suficient de mare de sursă, unde s-au atins anumite temperaturi şi presiuni necesare acestor reacţii. Spaţiul restrîns în care s-au format mineralizaţiile este de natură să sugereze limitele foarte strînse şi totodată caracterul superficial al procesului.

CONCLUZII

Ca urmare a studiilor întreprinse în ultimii ani putem reţine două observaţii mai importante din punct de vedere metalogenetic :

1. În Dobrogea chimmerică au fost identificate două tipuri de mineralizaţii diferenţiate genetic şi calitativ. Se conturează, pe de o parte, existenţa unor mineralizaţii polimetalice cu caracter subvulcanic, asociate riolitelor din aliniamentul nordic, iar pe de altă parte existenţa unor mineralizaţii exhalativ-vulcanice de specularit asociate aliniamentului median.

2. Acestor tipuri variate de mineralizaţii le sînt asociate diferite transformări hidrotermale ale rocilor-gazdă, transformări alcali-potasice în nord şi alcali-sodice în zona centrală.

Toate aceste observaţii ne indică un mecanism genetic diferit de formare a mineralizaţiilor, mecanism ce şi-a pus decisiv amprenta asupra manifestaţiilor postmagmatice.

MÉTALLOGENÈSE CIMMÉRIENNE DE LA DOBROGEA DE NORD

La métallogenèse cimmérienne de la Dobrogea de Nord est associée à trois alignements de magmatites triasiques disposés de manière concordante à la structure d'ensemble de la région.

L'alignement nord, Isaccea—Parcheş—Somova—Mahmudia, comprend des basaltes et des rhyolites. Sur cet alignement se trouvent les minéralisations à quartz piézoélectrique et à magnétite associés au basalte et les minéralisations à barytine et sulfures associés aux rhyolites. Le quartz piézoélectrique est rencontré dans de minces filons qui traversent les basaltes ayant la gangue d'albite, épidote et chlorites. La minéralisation à magnétite est formée par la cristallisation fractionnée et concentrée par la gravitation aux niveaux inférieurs des épaisses coulées et des sills de basalte. Les minéralisations hydrothermales associées aux rhyolites forment des filons à barytine dans les calcaires triasiques et des brèches tectoniques à barytine et sulfures dans les calcaires et les rhyolites. Dans le dernier cas la barytine est métasomatique, remplaçant le calcaire. Les sulfures se trouvent sous forme de lentilles compactes sur le contact entre le calcaire et la rhyolite et disseminés dans la rhyolite adularisée et par endroits chloritisée et talcisée.

Le deuxième alignement comprend les rhyolites de Malciu et Consul auxquelles sont associées les minéralisations à hématite et magnétite. Ces minéralisations sont localisées dans les calcaires triasiques formant des lentilles concordantes à la stratification. La manière de développement de la spécularite, en petits cristaux squelettiques, et la paragenèse à petits grains de grenats anisotropes, chlorites, épidote et quartz de même faiblement développés, suggèrent un phénomène de formation rapide, spécifique au processus exhalatif. Dans ce cas l'hématite (spécularite) est considérée un produit de sublimation.

En conclusion, on peut dire que dans cette région il y a deux types de minéralisation; une minéralisation hydrothermale sur l'alignement nord à laquelle sont liés les gisements à barytine et sulfures et une autre exhalative à spécularite sur l'alignement central.

BIBLIOGRAFIE

Borcoș M., Manilici V. (1965), *Geothermometric analysis — criterium for the determination of thermodynamic conditions of hydrothermal mineralization*, Symposium problems of postmagmatic ore deposition, **II**, Praga.

Gurău A., Gridan T. (1974), *Contribuții la cunoașterea microtectonicii și genezei zăcămîntului de sulfuri polimetalice și baritină de la Cortelu — Somova (Dobrogea de nord)*, D. S. I.G.G., **XI** (1972—1973), *2*, Zăcăminte, București.

Ianovici V., Giușcă D., Stiopol Victoria, Bacalu V. (1957), *Studiul mineralizațiilor din zăcămintele de baritină și sulfuri polimetalice din regiunea Somova*, Anal. Univ. „C. I. Parhon", Seria șt. nat., București.

Kordjinski D. S. (1959), *The advancing wave of solutions and hydrothermal acid-base differentiation*, Geochim. et Cosmochim. Acta, **17**.

Mutihac V. (1964), *Zona Tulcea și poziția acesteia în cadrul structural al Dobrogei*, An. Com. geol., **XXXIV**, București.

Pascu R. (1904), *Studii geologice și miniere în județul Tulcea (Dobrogea)*, București.

Savul M., Pomârleanu V. (1957), *Temperatura de formare a cuarțului în filoanele hidrotermale din diabazele submarine de la Niculițel*, Bul. Acad. R.P.R., Secția geol.-geogr. **11**, *2*, București.

Savul M., Pomârleanu V., Erhan V. (1960), *Determinări paleogeotermometrice asupra citorva, ocurențe de cristale de cuarț din Dobrogea de nord*, Anal. Șt. Univ. „Al. I. Cuza", Iași, Secția a II-a, Șt. nat., **VI**, *1*.

Stiopol Victoria, Mălărescu I., Popescu C. Gh., Martincf Gh. (1976), *Cortelu ore deposits North (Dobrogea) — a new model on its formation*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Géologie, **20**, *2*, București.

Primit în redacție la 22 decembrie 1976

Universitatea București,
Facultatea de geologie-geografie

SIMILITUDINI METALOGENETICE ÎNTRE DOBROGEA DE NORD ŞI CARPAŢII ORIENTALI ÎN LUMINA TECTONICII GLOBALE

DE

GHEORGHE C. POPESCU

Alături de alte consecinţe cu caracter geologic, implicaţiile concepţiei tectonicii globale asupra metalogeniei au constituit obiectul unor ample discuţii în ultima vreme (P h. G u i l d, 1974). Semnificativ este faptul că această problemă a fost permanent în discuţia ultimelor congrese şi reuniuni internaţionale cu caracter geologic (Simpozionul internaţional de vulcanologie şi metalogeneză asociată, Bucureşti 1973 ; Simpozionul asupra metalogenezei din regiunea Tethys în contextul tectonicii globale, Varna 1974 ; Congresul internaţional de geologie, Sydnei 1976 ; Simpozionul consacrat implicaţiilor driftului continental asupra metalogeniei din Mediterana estică, Belgrad 1976), iar literatura consacrată acestei chestiuni ocupă deja tomuri voluminoase.

Aşa cum pe bună dreptate s-a remarcat (E. W. P e t r a s c h e k, 1973), abordarea consecinţelor tectonicii globale din punct de vedere metalogenetic, comportă două aspecte : unul cu caracter distructiv, dispersant, în acord cu care consecinţele constau în fragmentarea unor provincii unitare, anterioare driftului, şi un alt aspect, cu caracter creator, a cărei consecinţă este apariţia de noi provincii metalogenetice ca urmare a fenomenelor de acreaţie şi subducţie. Un loc aparte în aceste discuţii îl ocupă metalogeneza controlată de fracturi crustale, care, după unii autori, ar avea un rol metalogenetic de prin rang (J. K u t i n a, 1973 ; A. M i t t c h e l l, M. G a r s o n, 1976).

Cum era şi firesc, cele mai multe studii din acest punct de vedere au fost consacrate unor zone în care implicaţiile erau evidente, scara de urmărire a problemelor fiind de regulă continentală : America de Sud şi Africa, America de Nord, Africa, India şi Australia. Pe lîngă acestea au apărut şi studii consacrate unor arii „mai dificile", cum ar fi acelea consacrate zonei Tethys (C. J. D i x o n, J. P e r e i r a, 1973), în care complexitatea fenomenului ne ascunde încă multe din faţetele sale. În acord cu aceste cercetări, zona Tethys, areal care cuprinde şi spaţiul românesc, poartă pecetea existenţei de-a lungul istoriei sale geologice a unor microcontinete (microplăci), care se interpun între cele două macroplăci — Africa şi Eurasia —, macroplăci din a căror interacţiune a rezultat una din cele mai complicate tectonici (J. F. D e w e y şi colab., 1973) şi, am adăuga noi, una din cele mai variate metalogeneze. Se pare că în acest caz tratarea problemei la scară continentală dă mai puţine roade. Alternativa urmăririi pe spaţii mai restrînse, pe segmente, a implicaţiilor tectonicii globale pare mai rodnică. În acest context se încadrează şi cercetările întreprinse în ţara noastră de diverşi cercetători (D. R ă d u l e s c u, M. S ă n d u l e s c u, 1973 ; Şt. A i r i n e i, 1973 ; M. B l e a h u şi colab., 1973 ; M. S o c o l e s c u şi colab., 1975) care au analizat sub diferite unghiuri implicaţiile tectonicii globale în aria carpatică.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 22, P. 19–25, BUCUREŞTI, 1977

Tratarea aspectelor metalogenetice ale implicațiilor tectonicii globale în aria carpatică este în măsură să aducă elemente noi în discuția fructuoasă care se duce din acest punct de vedere. Pe această linie se înscrie și studiul de față, el constituind doar un început dintr-un șir de alte studii de acest fel.

★

Caracterele geologice cu totul specifice ale Dobrogei de nord, adică a acelei părți din Dobrogea situată la nord de linia tectonică Peceneaga — Camena, în raport cu cele ale Dobrogei centrale și sudice, au atras mai de mult atenția geologilor.

Ca și celelalte caracteristici geologice (masele intruzive din partea vestică, formațiunea de Carapelit, eruptivul triasic, bazic și acid), produsele metalogenetice ale Dobrogei de nord nu se mai regăsesc în Dobrogea centrală sau în cea sudică, fapt ce-i conferă din acest punct de vedere un specific aparte. În acest context, urmărirea comparativă a metalogeniei Dobrogei de nord, în raport cu metalogenia altor unități structurale vecine, prezintă un deosebit interes, deoarece, alături de alte caracteristici geologice, putem obține, și pe această cale, date utile pentru a încerca o corelare cu acestea.

CARACTERIZAREA METALOGENETICĂ A DOBROGEI DE NORD

Metalogeneza din Dobrogea de nord are în esență un caracter liniamentar și se raportează practic doar la două din cele trei aliniamente de apariție a rocilor acide chimmerice: Isaccea — Taușan Bair, la nord, Valea Teilor (fost Meidanchioi) — Consul la sud. Primului aliniament îi este caracteristică o metalogeneză cu Ba, Zn, Pb, Cu, care se prezintă fie sub formă de corpuri brecioase metasomatizate, cum este cazul zăcămîntului Cortelu, localizat într-o brecie tectonică (Victoria Stiopol și colab., 1976), fie sub forma de baritină filoniană la Mineri (Cîșla) (V. Ianovici și colab., 1957), unde filoanele cu baritină sînt localizate în fracturi de tensiune dispuse pe aliniamentul fracturii principale.

Cel de-al doilea aliniament este jalonat de aparițiile de hematit specular din dealurile Eschibalîc și Consul, precum și de zăcămîntul de fier de la Iulia. Mineralizațiile de hematit se prezintă fie sub formă de impregnații diseminate în rocile filoniene acide la vest la valea Lozovei, fie sub formă lenticulară în calcare. Mineralizațiile de fier din acest aliniament prezintă o geneză cu totul particulară, ele nefiind de natură hidrotermală, ci de origine exhalativă, fiind asociate extruziunilor riolitice cu caracter ignimbritic de pe aliniamentul Consul — Malciu — Eschibalîc.

Observăm deci că celor două aliniamente le corespund două tipuri de mineralizații diferențiate nu numai calitativ, ci și genetic. Se întîlnesc, pe de o parte, în aliniamentul nordic mineralizații cu caracter hidrotermal subvulcanic, iar pe de altă parte, în aliniamentul sud-vestic, mineralizații exhalative-vulcanice de hematit specular. Acestor tipuri diferite de mineralizații le sînt asociate tipuri specifice de transformări hidrotermale ale rocilor-gazdă: transformări alcali-potasice și magneziene în nord și transformări alcali-sodice în sud-vest.

CORELAREA METALOGENEZEI DOBROGEI DE NORD, CU METALOGENEZA ZONEI CRISTALINO-MEZOZOICE DIN CARPAŢII ORIENTALI

Provincia metalogenetică a Carpaţilor Orientali este una din cele mai însemnate şi variate provincii metalogenetice de pe teritoriul patriei noastre. Varietatea metalogenetică este o reflectare a evoluţiei sale geologice complexe. În cadrul său, zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali prezintă una din cele mai importante metalogeneze metamorfice din ţara noastră, reprezentată atît prin acumulări neferoase de Cu, Pb şi Zn, cît şi prin mineralizaţii mangano-feroase. În plus, acestei provincii metalogenetice îi mai sînt caracteristice acumulări de bariu şi polimetale amplasate în porţiunea marginal estică a zonei (fig. 1).

Chiar şi numai o succintă prezentare a metalogenezei zonei cristalo-mezozoice a Carpaţilor Orientali ne permite să recunoaştem în ea prezenţa unor mineralizaţii care se întîlnesc şi în Dobrogea de nord. Astfel, mineralizaţiile de bariu şi sulfuri polimetalice de la Somova şi Cîşla, caracteristice aliniamentului metalogenetic nordic, îşi au în Carpaţii Orientali corespondentul în mineralizaţiile de baritină şi sulfuri de la Ostra şi Gemenea (fig. 1). Este adevărat că în zona de apariţie a acestor mineralizaţii nu se semnalează roci eruptive, dar controlul structural, vîrsta prealpină, forma de zăcămînt şi caracterul hidrotermal al acestora (V. I a n o v i c i şi colab., 1969) sînt elemente suficiente pentru a accepta supoziţia de mai sus.

Mineralizaţiilor de fier, specifice aliniamentului Meidachioi — Consul din Dobrogea de nord, le corespund în Carpaţii Orientali mineralizaţiile de fier de la Delniţa. Probabil, aceste acumulări, ca şi cele din zona Iulia, provin din acţiunea unor fluide în medii oxidante, aceasta judecînd după predominanţa hematitului şi a sideritului în parageneza celor două zăcăminte.

Aşa cum s-a arătat mai sus, în Carpaţii Orientali, o extindere însemnată o are metalogeneza metamorfică reprezentată prin acumulări de sulfuri metalice cantonate în şisturi cristaline caracterizate printr-un metamorfism de slabă intensitate. În Dobrogea de nord, asemenea mineralizaţii nu se cunosc dar ele apar chiar la limita dintre Dobrogea nordică şi Dobrogea centrală, la Altîn-Tepe şi Cemaurlia de Sud. Ele sînt cantonate în lama de şisturi cristaline, imediat la sud de fractura Peceneaga — Camena, şisturile gazdă avînd un pronunţat caracter retromorf. Dintre zăcămintele de sulfuri din cristalinul Carpaţilor Orientali, asemănări evidente cu zăcămîntul Altîn-Tepe prezintă zăcămîntul Bălan (G h. P o p e s c u, 1974). Elementele comune constau în parageneza metalogenetică similară, în forma de zăcămînt reprezentată prin lentile dispuse eşalonat, în participarea magnetitului la alcătuirea minereului şi în cantonarea ambelor zăcăminte în şisturi retromorfe (G h. P o p e s c u, 1975). Existenţa acestei situaţii ridică de asemeni problema paralelizării mineralizaţiilor din şisturile cristaline de la Altîn-Tepe cu mineralizaţiile şi şisturile cristaline similare din sudul zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali.

Similitudini de ordin geologic între Dobrogea de nord şi Carpaţii Orientali au mai fost invocate, considerînd Dobrogea de nord fie ca un rest al catenelor hercinice carpatice (I. A t a n a s i u, 1940), fie ca o relicvă din aria chimmerică (G h. M u r g o c i, 1926).

Azi, aceste similitudini, precum și cele din punct de vedere metalogenetic, prezentate mai sus, privite și în contextul tectonicii globale, ne permit elaborarea unei viziuni noi asupra relațiilor dintre Dobrogea și Carpați în triasic.

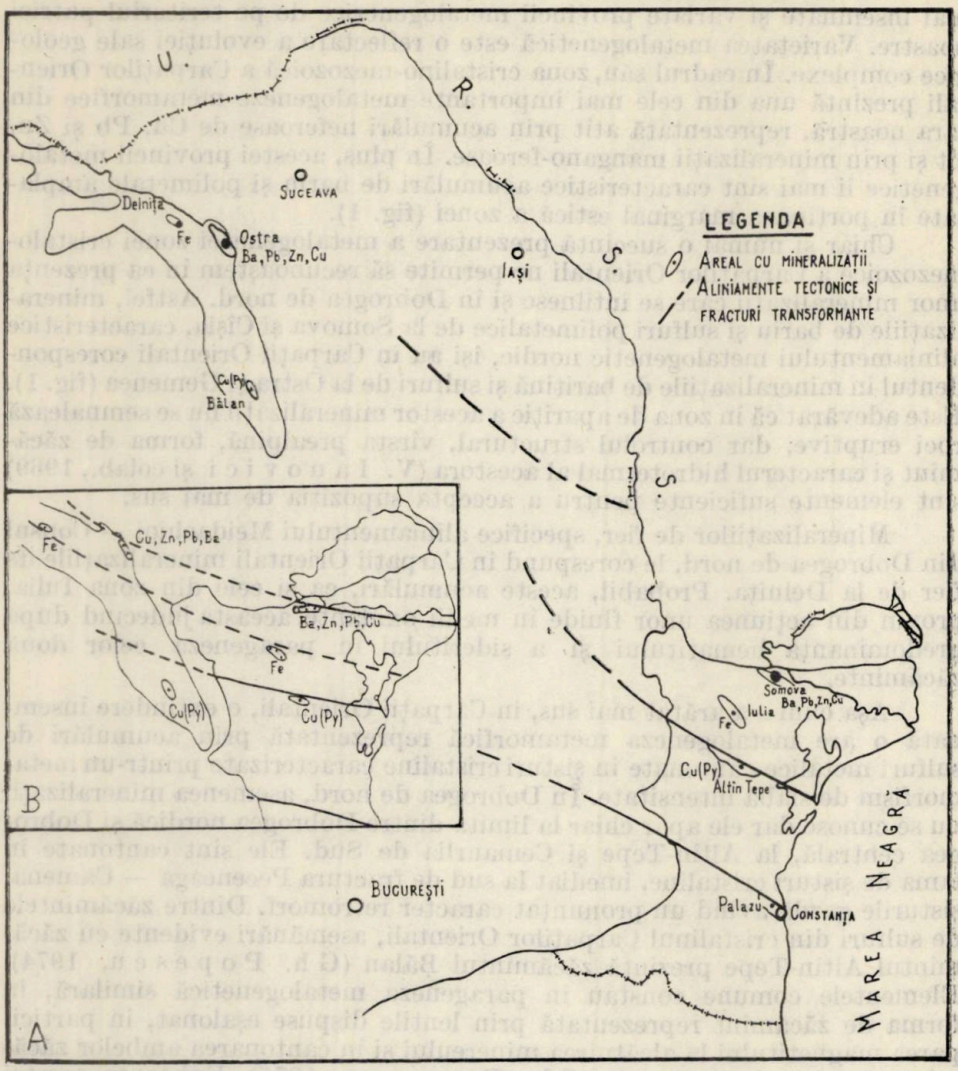


Fig. 1. — Distribuția mineralizațiilor în Carpații Orientali și Dobrogea de nord (*A*) și relația acestora cu fracturile transformate în triasic (*B*).

Așa cum s-a arătat mai sus, s-au elaborat pînă în prezent cîteva modele care încearcă să explice, în acord cu noua concepție geotectonică, structura și magmatismul arcului carpatic (D. Rădulescu, M. Săndulescu, 1973; M. Bleahu și colab., 1973; M. Socolescu și

colab., 1975).

Referitor la Dobrogea sau la unele aspecte ale structurii sale s-au avansat deja cîteva opinii, din care unele vizează poziţia sa în contextul evoluţiei tectonicii în plăci a României sau structura sa profundă, compartimentată de fracturi transformante prejurasice (Şt. Airinei, 1973).

Din aceste studii reţinem două concluzii :

— existenţa, începînd din triasic, în zona estică a spaţiului românesc, a unui bazin intracontinental amplasat pe o crustă oceanică în expansiune ;

— existenţa unor fracturi transformante, în arealul dobrogean, paralele cu fractura Peceneaga — Camena.

Coroborînd aceste concluzii cu datele de ordin metalogenetic, se poate presupune că la începutul triasicului, Dobrogea nordică şi poate chiar şi cea centrală constituiau o singură unitate cu cristalinul Carpaţilor Orientali. Apariţia în triasicul superior a unei zone de expansiune pe meridianul Sf. Gheorghe (M. Socolescu şi colab., 1975) sau a bazinului estic (D. Rădulescu, M. Săndulescu, 1973) a dus la detaşarea celor două unităţi. Deplasarea spre est a Dobrogei s-a făcut diferenţiat, Dobrogea nordică flancată de cele două fracturi transformante Peceneaga — Camena şi Galaţi — Sf. Gheorghe (Şt. Airinei, 1973) începînd cu deriva încă din triasic.

Din punct de vedere metalogenetic, s-au petrecut două fenomene, unul cu caracter distructiv, ce a dus la fragmentarea provinciei unitare asociate şisturilor cristaline, şi altul creator, ce a dus la apariţia de noi mineralizaţii : de Ba şi polimetale, jalonate de fractura transformantă nordică, şi de fier, jalonate probabil de o altă fractură care s-ar plasa în Dobrogea nordică pe rama nordică a Bazinului Babadag (fig. 1).

Ipoteza conform căreia faliile transformante constituie căi de acces pentru fluidele mineralizatoare a fost confirmată de descoperirea concreţiunilor de sulfuri de fier în zona fracturii Romanche din aria Ridge-ului medio Atlantic, precum şi a sedimentelor metalifere din Marea Roşie. Acestea din urmă reprezintă cele mai convingătoare argumente în acest sens, şi după cît se pare ele sînt în relaţie certă cu fracturile transformante din zona Mării Roşii. De asemenea, cercetările recente, de-a lungul sectorului egiptean al Mării Roşii, au evidenţiat că cele mai importante zăcăminte polimetalice, precum şi unele zăcăminte de mangan sînt controlate de falii transformante, ele situîndu-se la intersecţia acestora cu falii paralele cu riftul Mării Roşii. (A. Mittchell, M. Garson, 1976).

O origine similară este posibil să aibă şi cîteva ocurenţe de minereuri de fier din Cipru, care se găsesc în zona unor paleofalii transformante, care au funcţionat în momentul expansiunii fundului oceanic din mezozoic şi cainozoic.

Abordarea problemelor de metalogenie în acest mod pune într-o lumină nouă geneza acumulărilor de sulfuri polimetalice şi bariu, din flacul estic al zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali. După cum se ştie, formarea acestor zăcăminte este şi astăzi controversată, mai ales datorită faptului că nu sînt asociate cu manifestări eruptive, cu care ele să poată fi corelate. Se poate accepta astăzi că formarea acestor zăcăminte a fost controlată de paleofalii transformante, care au funcţionat în timpul

expansiunii bazinului în care s-au acumulat depozitele sedimentare mezozoice şi postmezozoice ale flişului carpatic.

O geneză similară au probabil şi mineralizaţiile de sulfuri şi stronţiu din zona flişului, care sînt localizate, probabil, la intersecţia unor fracturi direcţionale cu paleofalii transformante.

METALLOGENIC SIMILITUDES BETWEEN NORTH DOBROGEA AND EASTERN CARPATHIANS IN THE LIGHT OF PLATE TECTONICS

SUMMARY

The metallogenic similarity between North Dobrogea and the crystalline-mesozoic zone of the Eastern Carpathians may be interpreted in the light of plate tectonics. The basin-floor spreading from the Triassic to the Cretaceous in the Eastern Carpathians area had two metallogenic results :

— The existence of base-metals and Ba metallogenesis controlled by paleo-transform fractures. These two forms of metallogenesis are represented in North Dobrogea by the base-metals and Ba deposits Somova and Mineri (Cîşla) and in the Eastern Carpathians by the Ba and base-metals deposits Ostra and Gemenea. A similar relation may also exist between the Fe deposits Iulia in North Dobrogea and Delniţa in the Eastern Carpathians.

— The separation of pre-existing base-metals metallogenesis found in the crystalline schists of the Eastern Carpathians and in the Altîn-Tepe deposits (Dobrogea).

BIBLIOGRAFIE

Airinei Şt. (1973), *L'appartenance de quatre dislocations crustales dobrogéennes à un probable système préjurassique de failles de transformations*, Rapp. comm. Int. Mer. Médit., **22**, *2a*, 158—159, Monaco.

Atanasiu I. (1940), *Privire generală asupra geologiei Dobrogei*, Iaşi.

Bleahu M., Boccaletti M., Manetti, Pelt S. (1973), *Neogene Carpathian arc: A'continental arc displaying the features of an 'island arc'*, J. Geophys. Res., **78**, *23*, 5025—5032.

Dewey J. F., Pitman C. W., Ryan F. B., Bonnin J. (1973), *Plate tectonics and the Alpine system*, Geol. Soc. Amer. Bull., **84**, 3137—3180, Washington, D. C. U.S.A.

Dimitrescu R. (1961), *Provincii şi epoci metalogenetice în R.P.R.*, Rev. minelor, **XII**, *6*, Bucureşti.

Dixon C. J., Pereira J. (1974), *Plate tectonics and mineralization in the Tethys region*, Mineral. Deposits, *9* (185—198).

Guild Ph. (1974), *Application of Global Tectonic Theory to Metallogenic Studies— Symposium on ore deposits of the Tethys region in the context of Global tectonics*, Varna.

Ianovici V., Giuşcă D., Stiopol Victoria, Mînzăraru Lidia (1957), *Studiul fiziografic al zăcămîntului de sulfuri polimetalice de la Gemenea*, An. Univ. Bucureşti, Seria geol. geogr., **16**, Bucureşti.

Ianovici, V., Giuşcă D., Stiopol Victoria, Bacalu V. (1957), *Studiul mineralizaţiilor din zăcămintele de baritină şi sulfuri metalice în regiunea Somova*, Anal. Univ. „C. I. Parhon", **15**, *149*, Bucureşti.

Ianovici V., Rădulescu D., Dimitrescu R., Krautner R., Mirăuţă O. (1967), *Harta metalogenetică a României*, *Sc.* 1 : 2 500 000, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **11**, *2*, Bucureşti.

IANOVICI V., GIUȘCĂ D., TĂNĂSESCU FL., PITULEA G. (1969), *Studiul petrografic și mineralgic al mineralizațiilor de baritină de la Ostra*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **14**, *2*, București.

KUTINA J. (1973), *Structural control of vulcanic ore deposits in the context of global tectonics*, Inst. Symp. on Vulc. and. Asoc. Metall., București.

MITTCHELL A., GARSON M. (1976), *Mineralization at plate boundaries Minerals*, Sci. Engng., **8**, *2*, 129—189, April.

MRAZEC L. (1910), *Discuție asupra rocilor verzi*, D. S. Inst. geol., Rom, **II**, 34, București.

MRAZEC L., PASCU R. (1912), *Asupra liniei de încălecare Peceneaga—Camena*, D.S. Inst. geol. Rom., **III**, București.

MURGOCI G. (1926), *Asupra ariei chimmerice*, D.S. Inst. geol. Rom., **VIII**, București.

PEREIRA J., DIXON C. J. (1971), *Mineralization and plate tectonics*, Mineral. Deposits, *6*, 404—405.

PETRASCHEK E. W. (1973), *Some aspects of the relations between Continental drift and metallogenic provinces — an implication of continental drift to the Earth sciences*, **1**, Academic Press, London & New York.

POPESCU C. GH. (1974), *Studiul formațiunilor cristaline cu sulfuri din zona Bălan (M-ții Hăghimaș Ciuc)*, Oficiul de documentare și publicații tehnice al M.M.P.G., București.

— (1975), *Relația dintre compoziția cloritelor și mineralele asociate în zăcămintele de sulfuri din șisturile cristaline de la Altîn-Tepe și Bălan*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, **20**, *2*, 171—178, București.

RĂDULESCU D., SĂNDULESCU M. (1973), *The plate-tectonics concept and the geological structure of Carpathions*, Tectonics., **16**, 155—161.

RĂDULESCU D., CORNEA I., SĂNDULESCU M., CONSTANTINESCU P., RĂDULESCU FL., POMPILIAN AL (1976), *Structure de la croûte terrestre en Roumanie: essai d'interprétation des études séismiques profondes*, An. Inst. geol. geofiz., **L**, București.

SOCOLESCU M., AIRINEI ȘT., CIOCÎRDEL R., POPESCU M. (1975), *Fizica și structura scoarței terestre din România*, Edit. tehnică, București.

STIOPOL, VICTORIA, JUDE LIDIA, DRĂGHICI IOSIF (1975), *Studiu mineralogic și petrografic al riolitelor (porfire cuarțifere) din Dobrogea de nord*, Anal. Univ. București, **XXIV**, 69, București.

STIOPOL VICTORIA, MĂLDĂRESCU I., POPESCU C. GH. ,MARTINOF GH. (1976), *Cortelu ore deposits (North Dobrogea) — a new model on its formation*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géograph., Géologie, **20**, *2*, 179, București.

Primit în redacție la 22 decembrie 1976

Universitatea București,
Facultatea de geologie-geografie

DOBROGEA DE SUD ÎN NEOZOIC: BIOSTRATIGRAFIE ŞI PALEOGEOGRAFIE

DE

NIŢA TĂTĂRÂM, GERTRUDE RADO, IOANA PANĂ, ELISABETA HANGANU, D. GRIGORESCU

Formaţiunile neozoice din Dobrogea de sud aparţin la două domenii de sedimentare diferite: Tethys în paleogen şi Paratethys în neogen, fapt confirmat de cercetările asupra asociaţiilor faunistice şi litofaciesurilor caracteristice.

Începînd cu eocenul şi pînă la sfîrşitul pliocenului, regiunea a fost afectată de înaintări şi retrageri succesive ale apelor (cu salinitatea normală, salmastră şi dulcicolă), reflectate de succesiuni litologice întrerupte de lacune de sedimentare şi eroziune.

În prezenta lucrare se aduc argumente noi în sprijinul reinterpretării vîrstei depozitelor, a valorilor lacunelor stratigrafice, ca şi a altor concluzii de ordin paleogeografic.

BIOSTRATIGRAFIE

Paleogenul. Formaţiunile paleogene apar în partea de sud a Dobrogei, în zona localităţilor Cetatea—Văleni—Lespezi—Dobromiru din Vale şi mai spre nord, în regiunea cursului superior al văii Cişmelei (SE Cernavoda) şi pe Valea Adîncă (NV Constanţa). Ele prezintă variaţii de facies şi sînt foarte bogat fosilifere. Conţin nummuliţi, assiline, operculine, discocicline, rotaliide, miliolide, ostracode, corali, briozoare, brahiopode, lamelibranhiate, echinide etc. Analiza asociaţiilor de foraminifere mari a permis separarea etajelor cuisian şi luteţian inferior şi superior (N i ţ a T ă t ă r â m, 1975) (pl. I).

Cuisianul. Depozitele cuisiene apar la NE de Văleni. Ele constau din nisipuri glauconitice cu intercalaţii subordonate de gresii glauconitice şi calcare grezoase (1—5 m). Vîrsta acestora este precizată de asociaţia: *Nummulites planulatus*, *N. bolcensis*, *N. exilis* etc., confirmîndu-se, astfel, concluziile cercetătorilor anteriori (G h. B o m b i ţ ă, 1963, 1964).

Depozitele cuisiene se afundă spre SV (I = 10°) sub calcarele luteţiene. Ele reprezintă, probabil, partea superioară a complexului nisipos străbătut de forajul din dealul Gheoclemeşe (NE de Lespezi).

Luteţianul inferior a fost identificat în cariera de la NE de Lespezi, unde se găsesc gresii calcaroase şi calcare grezoase, cretoase, care conţin o asociaţie de macroforaminifere neconcludentă. Predomină speciile *Nummulites rotularius* şi *N. atacicus*. Vîrsta acestor depozite se deduce din raporturile lor cu celelalte formaţiuni. Ele se dispun în continuitate de sedimentare peste nisipurile cu faună cuisiană (foraj la circa 1 km sud-est de carieră) şi suportă în aceleaşi raporturi calcarele grezoase lumaşelice care conţin asociaţii caracteristice luteţianului superior.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 22, P. 27—38, BUCUREŞTI, 1977

Luteţianul superior, care are o largă răspîndire în Dobrogea de sud, a fost pus în evidenţă în ultimii ani (N i ţ a T ă t ă r â m, 1975). Depozite de această vîrstă apar pe suprafeţe mai mari în regiunea Cetatea—Văleni —Lespezi—Dobromiru din Vale şi ca petice izolate pe valea Cişmelei şi pe Valea Adîncă. Litologic, în regiunile sudice (Cetatea etc.) predomină calcarele grezoase (8—15 m). Acestea trec spre nord-est (Valea Adîncă) la gresii calcaroase glauconitice, calcare grezoase şi marne (circa 2 m), iar spre nord (valea Cişmelei) la alternanţe dese de calcare grezoase şi gresii calcaroase glauconitice cu nisipuri glauconitice, între care se găsesc intercalaţii rare de calcare sublitografice şi calcare cu silicifieri. Aici, succesiunea se încheie cu calcare care conţin corali. În treimea superioară a acestui pachet de strate (25—30 m) se găsesc calcare grezoase sau microconglomerate cu dezvoltare lenticulară, care conţin numeroase lamelibranhiate şi gasteropode (mulaje) etc.

Asociaţiile de macroforaminifere determinate din mai multe nivele ale fiecărei succesiuni din regiunile indicate cuprind aproximativ aceleaşi specii : *Nummulites incrassatus incrassatus*, N. *striatus minor*, N. *striatus*, N. *perforatus*, N. *irregularis formosus*, N. *millecaput*, N. *puschi* etc.

Se modifică, astfel, vîrsta depozitelor calcaroase din Dobrogea de sud : luteţian inferior şi superior pentru zona Cetatea—Dobromir şi numai luteţian superior pe valea Cişmelei şi Valea Adîncă, în loc de ypresian şi luteţian inferior (V. A n a s t a s i u, 1896 ; Gh. B o m b i ţ ă, 1963, 1964) sau luteţian (G h. M a c o v e i, 1912 ; M. C h i r i a c, 1962).

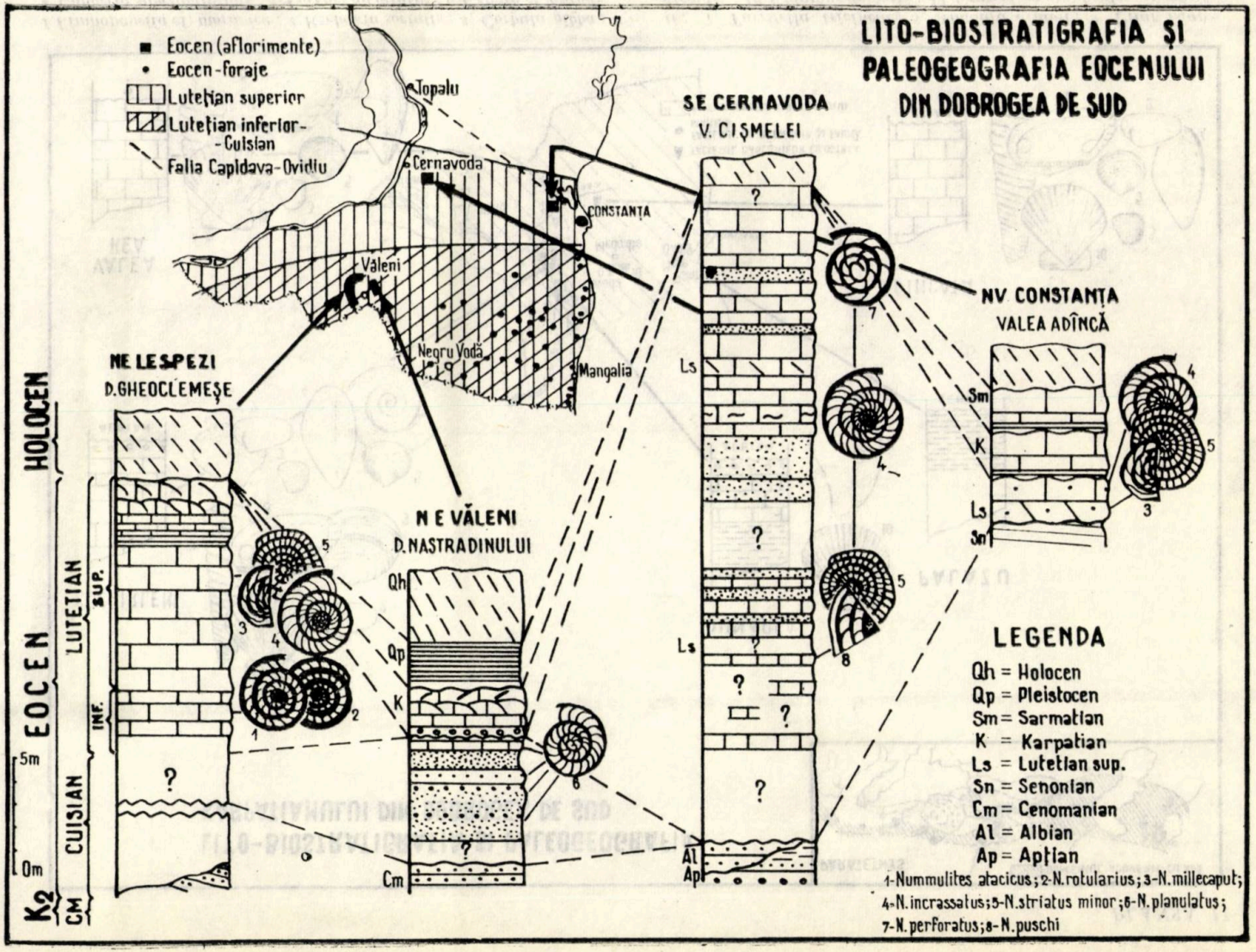
Un mare număr de specii de macroforaminifere sînt semnalate pentru prima dată în Dobrogea de sud ; unele din ele sînt menţionate pentru prima dată în ţara noastră.

Neogenul. Este reprezentat prin miocen marin, miocen salmastru şi pliocen.

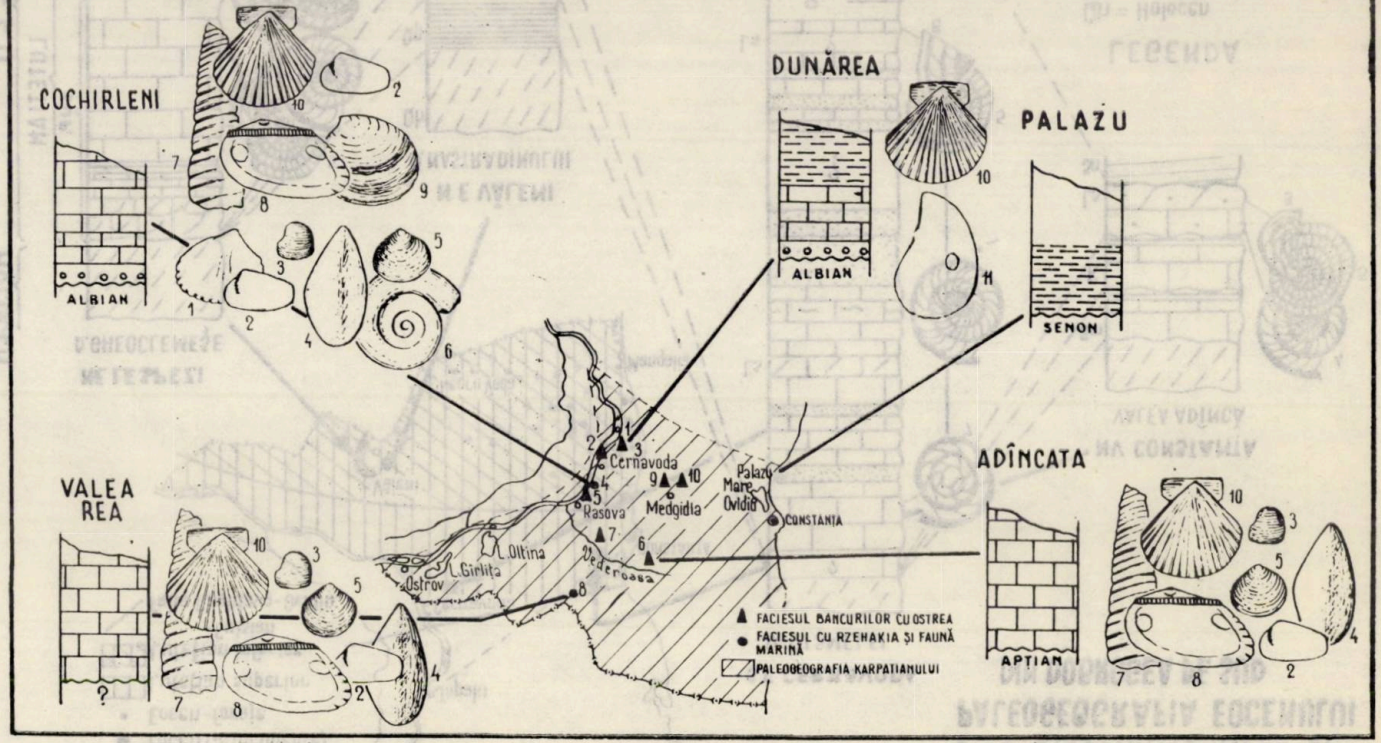
Miocen marin. K a r p a t i a n. Aflorimentele izolate cu grosimi mici (0,3—1 m) pot fi grupate de trei aliniamente N—S : a) aliniamentul vestic caracterizat prin prezenţa unui pietriş bazal şi apoi faciesuri calcaroase fosilifere ; b) aliniamentul central cu faciesuri exclusiv calcaroase lumaşelice, cu conţinut paleontologic foarte variat ; c) aliniamentul estic avînd un facies aleuritic bentonitic nefosilifer (R a d o G e r t r u d e, P a n ă I o a n a, 1975).

Trei dintre aflorimentele studiate (Cochirleni, Adîncata şi Valea Rea) au permis ca, în afara faunei marine citată anterior (G h. M a c o v e i, 1912 ; I. A t a n a s i u, 1913 ; M. C h i r i a c, 1960, 1970), să fie identificată o asociaţie salmastră în care apare genul *Rzehakia (Oncophora)*, gen care în literatura referitoare la depozitele miocene a fost deseori luat în discuţie, fie ca index cronostratigrafic (strate cu *Oncophora)*, fie ca index paleogeografic (zonă de ţărm), sau paleoecologic (facies salmastru 18—19‰).

Studiile regionale în Paratethysul Europei centrale şi al Europei de est au arătat că în succesiunea stratigrafică a miocenului pot fi separate două zone paleontologice în care apare genul *Rzehakia :* zona inferioară cu asociaţia salmastră *(Rzehakia, Congeria, Limnopagetia, Euprosodacna* etc.) avînd caracter regresiv şi litofacies detritic (terigen) ; zona superioară cu caracter marin transgresiv *(Turritella, Corbula, Ostrea, Calyptrea* etc.) în care persistă unele genuri salmastre printre care *Rzehakia.*


LITO-BIOSTRATIGRAFIA ȘI
PALEOGEOGRAFIA EOCENULUI
DIN DOBROGEA DE SUD
Eocen (aflorimente)
Eocen-foraje
Lutețian superior
Lutețian inferior-
-Cuisian
Falia Capidava-Ovidiu
Topalu
Cernavoda
CONSTANȚA
Valeni
Negru Vodă
Mangalia
NE LESPEZI
D.GHEOCLEMEȘE
N E VĂLENI
D.NASTRADINULUI
SE CERNAVODA
V. CIȘMELEI
NV CONSTANȚA
VALEA ADÎNCĂ
HOLOCEN
EOCEN
LUTETIAN
SUP.
INF.
CUISIAN
5m
0m
K2
CM
Qh
Qp
K
Cm
Ls
Sm
Sn
Al
Ap
LEGENDA
Qh = Holocen
Qp = Pleistocen
Sm = Sarmatian
K = Karpatian
Ls = Lutetian sup.
Sn = Senonian
Cm = Cenomanian
Al = Albian
Ap = Aptian
1-Nummulites atacicus; 2-N.rotularius; 3-N.millecaput;
4-N.incrassatus; 5-N.striatus minor; 6-N.planulatus;
7-N.perforatus; 8-N.puschi

LITO-BIOSTRATIGRAFIA ȘI PALEOGEOGRAFIA KARPATIANULUI DIN DOBROGEA DE SUD



1, Limnopagetia cf. *moravica ; 2, Rzehakia socialis ; 3, Corbula gibba ; 4, Congeria subclaviformis ; 5, Loripes dujardini ; 6, Cepaea* cf. *brandti ; 7, Turritella tricincta ; 8, Anadara diluvii ; 9, Pilar islandicoides ; 10, Chlamys domgeri ; 11, Crassostrea gryphoides gingensis.*

LITO-BIOSTRATIGRAFIA ȘI PALEOGEOGRAFIA SARMATIANULUI DIN DOBROGEA DE SUD

RASOVA

BESSARABIAN

VALEA REA

VOLHINIAN SUP.

DOMENIUL ACOPERIT CU APĂ ÎN BESSARABIAN

LEGENDĂ PENTRU SCHIȚA PALEOGEOGRAFICĂ A DOBROGEI

VOLHINIAN SUPERIOR
BESSARABIAN
KERSONIAN

Cernavodă
Medgidia
Rasova
CONSTANȚA
Urluia
Adamclisi
Valea Rea
Ciobănița
Negrești
Credința
Negru Vodă
MANGALIA

CREDINȚA

KERSONIAN
BESSARABIAN
CUAT.

NV
Urluia
Adamclisi
Negrești
Credința
SE

BESSARABIAN

CHELONIENI
PEȘTI
CETACEE
FOCI

SPECTRUL ASOCIAȚIEI DE VERTEBRATE ÎN ZONA ADAMCLISI-URLUIA

K-Pg

CETACEE ȘI CHELONIENI
PĂSĂRI
FOCI
PEȘTI

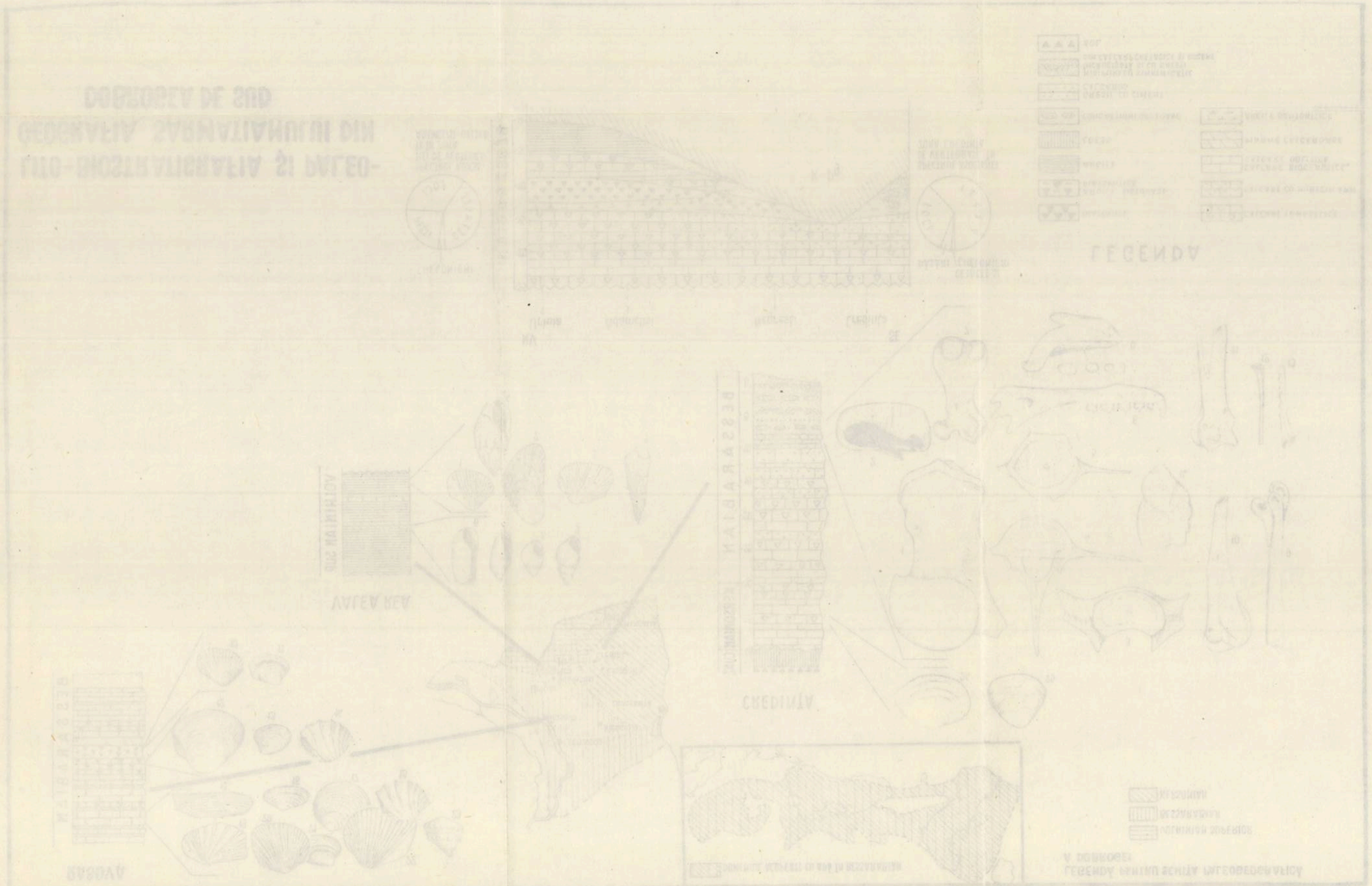
SPECTRUL ASOCIAȚIEI DE VERTEBRATE ÎN ZONA CREDINȚA

LEGENDA

- DIATOMITE
- ARGILE SISTUOASE DIATOMITICE
- ARGILE
- LOESS
- CONCREȚIUHI GREZOASE
- GRESII CU CIMENT CALCAROS
- NISIPURI CU STRATIFICAȚIE ÎNCRUCIȘATĂ ȘI CU GALEȚI DIN CALCARE CRETACICE ȘI EOCENE
- SOL
- CALCARE LUMAȘELICE
- CALCARE CU NUBECULARII
- CALCARE BIOCLASTICE, CALCARE OOLITICE
- MARNE CALCAROASE
- ARGILE BENTONITICE, BENTONITE

A. **Faună malacologică:** *1, Cerastoderma vindobonense; 2, Musculus sarmaticus; 3, Cerastoderma plicatum plicatum; 4, Pirenella picta mitralis; 5, Dorsanum (Duplicata) duplicatum duplicatum; 6, Cylichna melitopolitana; 7, Acteocina lajonkaireana lajonkaireana; 8, Pseudamnicola (Staja sarmatica); 9, Hydrobia andrussowi andussowi; 10, Cerastoderma* sp.; *11, Tapes vitalianus; 12, Mactra vitaliana vitaliana; 13, Tapes tricuspis tricuspis; 14, Cerastoderma fittoni fittoni; 15, Solen subfragilis; 16, Mactra tapezoides; 17, Tapes tricuspis ponderosus; 18, Cerastoderma fittoni fittoni; 19, Cerastoderma doengingki; 20, Cerastoderma ingratum; 21, Tapes tricuspis tricuspis; 22, Cerastoderma obsoletiformis; 23, Gibbula podolica insperata; 24, Mactra caspia caspia; 25, Mactra bulgarica bulgarica.*

b. **Fauna de vertebrate:** *1, 2, Cetotherium* sp. (*1,* humerus; *2,* bula timpanică); *3—5,* Odontoceti sp. (*3,* axis; *4,* vertebră lombară; *5,* vertebră toracică); *6—7, Phoca pontica* (6, mandibulă; *7,* femur); *8, Sparidae* sp. (mandibulă); *9, Grus miocenicus* nov. sp. (tarsometatars); *10, Sarmatosula dobrogensis* nov. gen., nov. sp. (humerus); *11, Ciconia sarmatica* nov. sp. (carpometacarp); *12, Aythya* sp. (radius); *13, Larus* sp. (ulna); *14, Testudo* sp. (fragment carapace).



În Dobrogea de sud, amestecul de faună marină și salmastră încă din baza celor trei aflorimente în care a fost identificat genul *Rzehakia*, ca și prezența asociațiilor exclusiv marine în aflorimentele sincrone (Dunărea, Seimeni, Dealul Podului, Valea Baciului etc.) ne îndreptățesc să considerăm că sîntem în fața unui nivel transgresiv, echivalent cu cea de-a doua zonă paleontologică cu *Rzehakia* din restul Paratethysului.

Depozitele miocene marine din Dobrogea de sud, stînd transgresiv peste apțian, albian, senonian și suportînd discordant volhynianul, bessarabianul sau cuaternarul (pl. II), ridică încă probleme în legătură cu precizarea vîrstei.

Asociații similare de faună au fost considerate în R. P. Bulgaria (E. Kojumdjieva, V. Konstandinov, 1964) ca reprezentînd helvețianul superior, vîrstă admisă și pentru „strate de Goria" din R. S. S. Gruzină (G. A. Kvaliașvili, 1960, 1962; B. P. Zhizchcenko, 1964), pentru bancurile cu ostrei din „strate de Kudaferin" din R. S. S. Azerbaidjană (M. K. Sultanov, 1955) sau „bancurile cu ostrei" din Ustiurt (A. A. Alexeev, R. L. Merklin, 1959). Stratele de Tomakovka din Ucraina de sud (M. F. Nosovski, 1953, 1956) și bancurile cu ostrei din stratele marine cu *Rzehakia* din Ucraina de vest au asociații similare cu cele din Dobrogea de sud. Unele genuri și specii marine sînt comune cu cele din Paratethysul Europei centrale, unde, în urma revizuirii cronostratigrafiei neogenului, au fost atribuite karpatianului (I. Cicha, J. Senes, J. Tejkal, 1967).

Considerate pînă acum de vîrstă „tortoniană", cu afinități orientale (M. Chiriac, 1970), depozitele miocene din Dobrogea de sud, prin prezența genurilor salmastre *(Rzehakia, Limnopagetia, Euprosodacna, Congeria)* și marea dezvoltare a ostreidelor, se deosebește de tortonianul (= badenian) — cunoscut de la Islaz, Meliceşti, Slănic, Drajna, Crivineni.

Miocen salmastru. Volhynian superior. Cele mai vechi depozite aparțin părții terminale a volhynianului (Lespezi—Dobromiru—Valea Rea). Litofaciesul este predominant argilos (14—15 m). Față de orizontarea biostratigrafică prezentată în 1973 de Bica și L. Ionesi, pe versantul sudic al dealului Mustafa, în seria argiloasă, a fost separat un al treilea nivel fosilifer în care predomină moluște de talie mică *(Hydrobia, Pseudamnicola, Gibbula, Actaeocina, Cylichna)*, otolite *(Gobius, Hymenocephalus)* și foraminifere *(Elphidium, Nonion)* (pl. III). Vîrsta volhyniană este dată de prezența în asociație a speciilor caracteristice : *Mactra eichwaldi, Cerastoderma plicatum plicatum, Pirenella picta picta*, P. *picta mitralis.*

Amestecul de specii de moluște volhiniene cu specii bessarabiene sugerează că transgresiunea mării sarmațiene a atins extremitatea sudică a Dobrogei numai la sfîrșitul volhynianului.

Bessarabianul este reprezentat prin litofaciesuri carbonatate (calcare oolitice, calcare cu miliolide și nubecularii, calcare lumașelice cu mactre și cardiacee) individualizate într-un „orizont calcaros inferior" și un „orizont calcaros superior" (M. Chiriac, 1960). O importantă discontinuitate sedimentologică s-a manifestat în partea mijlocie a bessarabianului, determinînd formarea „orizontului nisipurilor cuarțoase", care lateral, către vest, trec la „orizontul diatomitic-bentonitic", materia-

lizînd un episod pelitic-chemogen, tranziția dintre cele două litofaciesuri făcîndu-se pe meridianul Negrești—Curcani—Independența.

Fauna malacologică a calcarelor inferioare și superioare cuprinde unele specii comune: *Mactra vitaliana vitaliana*, M. *vitaliana pallasi*, M. *tapesoides*, *Cerastoderma fittoni fittoni*, C. *obsoletiformis*, *Tapes tricuspis ponderosus* etc. (pl. III).

În cadrul „orizonturilor nisipurilor cuarțoase", moluștele, sporadic întîlnite, sînt dominate de gasteropodul *Dorsanum (Duplicata)* cf. *elegans*. Lateral, în faciesul diatomitic a fost pus în evidență, pentru prima dată, o bogată și variată asociație de moluște (specii ale genurilor *Mactra*, *Cerastoderma*, *Tapeș* etc.) care confirmă vîrsta bessarabiană.

Deosebit de variată este și fauna de vertebrate (pl. III) cantonată atît în „orizontul nisipos" cît și în echivalentul său lateral „orizontul diatomitic-bentonitic", reprezentată prin asociații în care intră pești teleosteeni, chelonieni, păsări, cetacee, foci (M. Chiriac și D. Grigorescu, 1975).

Tanatocenozele întîlnite în nisipuri sub forma unor „pungi fosilifere" (satul Credința) corespund unor biocenoze de țărm stîncos: foci, păsări, pești moluscivori (fam. *Sparidae*). În diatomite, a căror sedimentogeneză corespunde unei zone batimetrice mai profunde, cetaceele (atît *Odontoceti* cît și *Mysticeti*) sînt mai frecvente, alături de care se întîlnesc foci (indivizi adulți și bătrîni), teleosteeni batipelagici, fragmente de chelonnieni marini; oasele de păsări lipsesc.

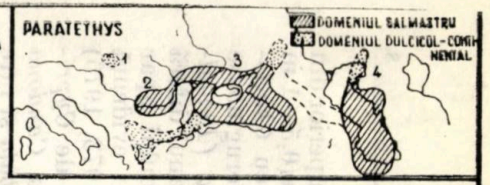
Prin caracteristicile craniene (structura osteologică a aparatului auditiv), ca și prin morfologia dentiției, alcătuirea centurilor și a membrelor *Phoca (Pusa) pontica* determinată în Dobrogea se relevă drept specie ancestrală a focei caspice actuale, *Phoca (Pusa) caspia*, element endemic în cuprinsul acestei mări relicte a Paratethysului.

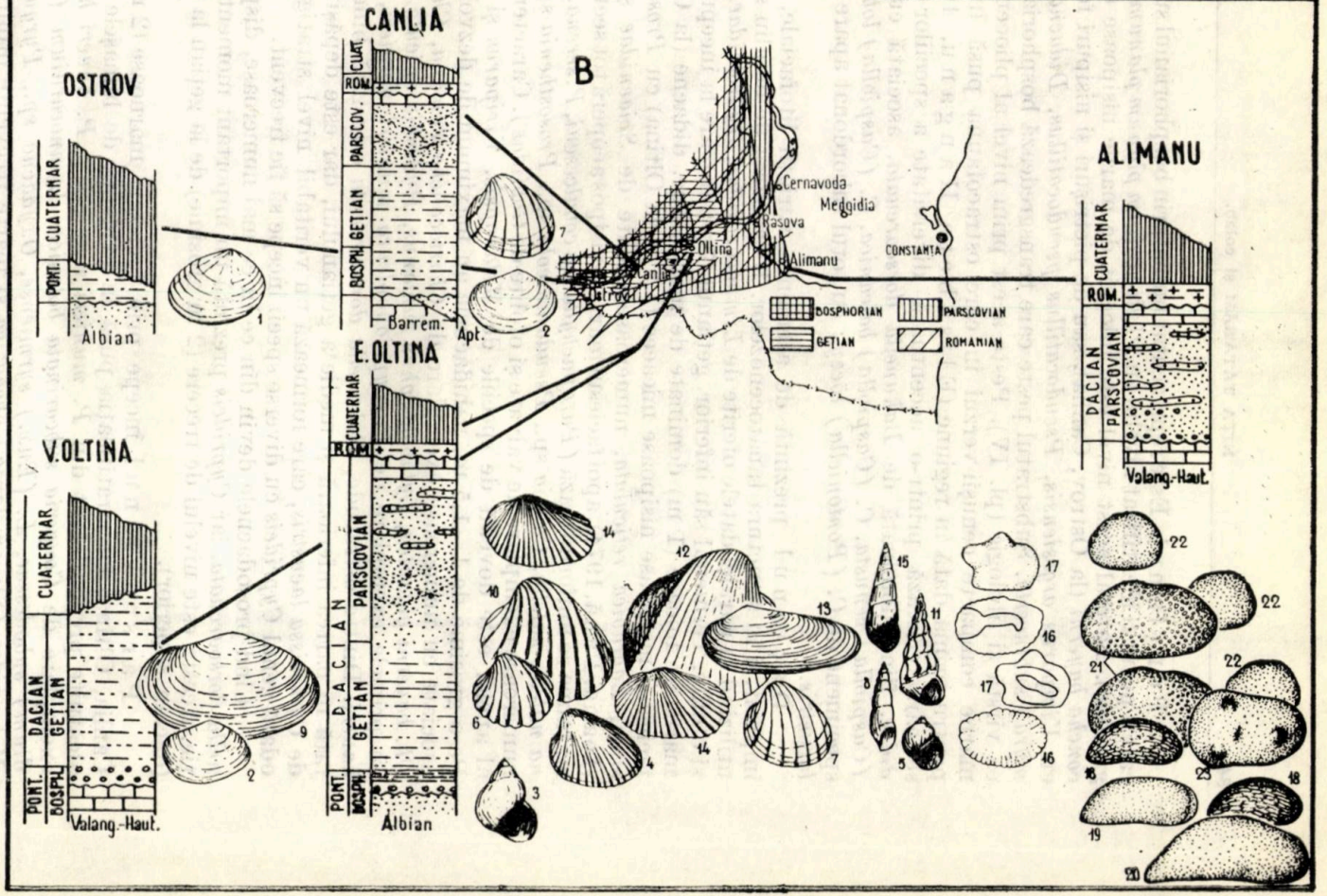
Element cu totul nou în fauna de vertebrate îl constituie ornithofauna provenită aproape în totalitate din cariera Credința. Au fost identificate pînă în prezent pe baza materialului osteologic opt specii de păsări marine, reprezentanți ai pelicaniformelor (*Sarmatosula dobrogensis* nov. gen, nov. sp.) ciconiiformelor (*Ciconia sarmatica* nov. sp.), gruiformelor (*Grus miocenicus* nov. sp.), anseriformelor (*Anser* sp., *Anas* cf. *velox*, *Anas* sp., *Aythya* sp.), caradriiformelor (*Larus* sp.) (D. Grigorescu, E. Kessler, 1976), asociație care confirmă existența cîtorva dintre grupele de păsări (*Gruidae*, *Anatidae*, *Laridae*) descrise pe baza urmelor de pași descoperite în molasa miocenă a Carpaților Orientali (M. Paucă, 1942; N. Panin și E. Avram, 1962).

Kersonianul este reprezentat prin litofaciesuri calcaroase (calcare oolitice, calcare bioclastice, calcare lumașelice) cu intercalații subțiri de nisipuri și argile marnoase. Calcarele lumașelice bazale, formate exclusiv din cochilii de *Mactra caspia*, sînt urmate de strate în care *Mactra caspia* este asociată cu M. *bulgarica bulgarica*; spre partea superioară, lumașelele sînt constituite din cochilii de M. *bulgarica bulgarica* și M. *crassicolis*.

Pliocenul. Seria neogenă se încheie cu depozite atribuite pliocenului superior puternic condensat (15—25 m grosime), în care au putut fi separate partea finală a ponțianului, dacianul în întregime și partea bazală a romanianului (Ioana Pană și colab., 1972).

LITO-BIOSTRATIGRAFIA ȘI PALEOGEOGRAFIA PLIOCENULUI DIN DOBROGEA DE SUD





1, Phyllocardium planum planum; 2, Chartochoncha bayerni; 3, Viviparus argesiensis; 4, Prosodacnomya sturi; 5, Zagrabica reticulata; 6, Parapachydacna natella natella; 7, Caspia sp; *8, Prososthenia* sp.; *9, Chartoconcha bayerni gigantheа; 10, Pachyprionopleura haueri haueri; 11, Melanoides (Stenomelania) abchazica; 12, Prosodacna orientalis; 13, Unio rumanus; 14, Pseudocatillus pseudocatillus; 15, Hydrobia grandis; 16, Sciena* sp.; *17, Gobius* sp.; *18, Bakunella dorso arcuata; 19, Candona Caspiolla venusta: 20, Candona (Pontoniella) lóczy; 21, Cyprideis; 22, Cypria bonéi; 23, Cytherissa lacustris.*

P o n ţ i a n u l. Este reprezentat numaiprin bosphorianul superior din care a putut fi identificat nivelul cu *Phylocardium planum planum* (0,5—1 m grosime). Lateral acest nivel este înlocuit de marne nisipoase cu *Chartoconcha bayerni* (la Ostrov, Canlia), sau de pietrişuri şi nisipuri feruginoase cu *Viviparus argesiensis*, *Pseudocatillus pseudocatillus*, *Didacna (Pontalmyra) subincerta*. Substratul peste care transgredează bosphorianul diferă ca vîrstă şi litologie (pl. IV). Peste acest prim nivel al pliocenului apar marne compacte cenuşii-verzui în care ostracofauna pusă în evidenţă pentru prima dată în regiune (E l i s a b e t a H a n g a n u, 1973, 1975) se caracterizează printr-o accentuată diversitate a speciilor de *Cypridae*, fiind dominată de *Bakunella dorsoarcuata*, asociată cu *Candona (Caspiolla) venusta*, *C. (Caspiolla) balcanica*, *C. (Caspiolla) lobata* şi rare specimene de *C. (Pontoniella) löczy;* cu totul subordonat apare *Cytherissa lacustris*.

D a c i a n u l prezintă de asemenea variaţii litofaciale, reflectate, implicit, şi în structura tanatocenozelor. Biozonarea de detaliu s-a stabilit utilizînd în paralel datele oferite de *Limnocardiidae*, *Hydrobiidae*, ostracode şi otolite. Termenul său inferior, geţianul (7—9 m), are la început faciesuri marnoase foioase (1 m) dominate de monodacne, didacne (la Canlia) sau faciesuri marnoase nisipoase micacee (1,5 m la Oltina) cu *Prosodacnomya sturi*, *Zagrabica reticulata*, numeroase otolite de *Sciaenidae* şi *Gobiidae* (I o a n a. P a n ă, 1974), apoi faciesul marnos-nisipos acoperă tot sectorul sudic, iar fauna se uniformizează (*Parapachydacna cobalcescui*, *P. serena*, *Pachydacna natella natella*, *Caspia* sp., *Pseudamnicola* sp., *Prososthenia* sp. şi foarte numeroase exemplare de valvate şi otolite de *Gobiidae*). Caracterul îndulcit al apelor este dovedit de speciile de *Melanopsis*, *Viviparus* şi *Dreissena*. Pe o grosime de 1—1,5 m, pahidacnele au maximum de dezvoltare, fiind asociate cu numeroase exemplare de *Chartoconcha rumana*, *Ch. bayerni*, *Ch. bayerni gigantea*, *Lythoghlyphus rumanus*, *Hydrobia spicula*, precum şi cu primele exemplare de *Pachyprionopleura munieri munieri*, *P. haueri haueri*. Dintre ostracode, *Bakunella dorsoarcuata* este încă bine reprezentată în partea inferioară şi medie a geţianului, dar este depăşită numeric de *Cytherissa lacustris*, care formează un veritabil nivel stratigrafic. Totodată genul *Cyprideis* cu diverse specii începe să fie frecvent.

Cînd prosodacnele devin din ce în ce mai numeroase, dispare *Bakunella dorsoarcuata*, iar *Cyprideis* prezintă un important moment de speciaţie. Acesta este nivelul de trecere (2 m grosime) de la geţian la parscovian (dacian superior).

P a r s c o v i a n u l începe prin faciesuri marnoase (2 m) (Ostrov, Canlia, Oltina) cu stratificaţia pusă în evidenţă de lumaşele (1—3 cm) alcătuite preponderent din *P. munieri munieri* şi *P. haueri haueri*, rare exemplare de *Congeria subcarinata botenica*, *Lymnocardium (Euxinicardium) subodessae*, *L. (Eux.) syrmiense*, *Oxydacna sp.*, *Pyrgula eugenie*, *Melanoides (Stenomelania) abchazica* şi foarte frecvente otolite de *Sciaenidae* şi *Gobiidae*. Îmbogăţirea faunei de moluşte este asociată cu o mare abundenţă a speciilor de *Cyprideis* şi moderat *Cypria bonéi*. Spre partea finală, *Cyprideis* este însă înlocuit de *Cypria benéi*, situaţie similară cu regiunea pericarpatică. Local, nivelul cu „*haueri*" este înlocuit prin faciesuri mai îndulcite cu *Unio rumanus*, *Prosodacna orientalis*, *Prosodacnomya sturi*, *Viviparus rumanus*, monodacna, didacne.

Parscovianul superior este reprezentat pretutindeni prin nisipuri cu structură torențială cu separații de gresii concreționare (7—10 m grosime); în partea bazală păstrează încă lentile lumașelice cu *Hydrobia grandis*, apoi rare exemplare de monodacne, didacne, pahidacne. Este nivelul cu care începe transgresiunea spre nord (Alimanu, lacul Vederoasa, valea Baciului), transgresiune care se manifestă ceva mai tîrziu decît în zona pericarpatică, unde partea bazală a parscovianului și nu cea superioară este transgresivă. Urmează calcarele de apă dulce cu *Lymnaeidae*. Exondarea care a urmat a permis sculptarea unui relief accentuat pe aceste calcare (3 m grosime la Canlia, Ostrov), excavațiile lor fiind umplute cu argilă bentonitică (0,5—1 m grosime) fără faună atribuite romanianului sau umplute direct cu sol roșu lateritic (1—5 m grosime) atribuite pleistocenului (Oltina, Alimanu).

Reiese că din parscovian numai partea inferioară (nivelul cu *„haueri"*) este dovedit paleontologic, în timp ce nivelele cu *„neumayeri"*, cu *Zamphiridacna zamphiri* și cu *Lymnocardium* sînt înlocuite prin nisipuri și gresii torențiale și prin calcare de apă dulce. Este momentul în care pe anumite sectoare din zona pericarpatică se instalează faciesurile cu cărbuni (parscovian superior—romanian inferior). Argila bentonitică, singurul depozit pe care îl atribuim romanianului, poate fi echivalat cu tuful vulcanic identificat în baza romanianului din zona pericarpatică.

CONSIDERAȚII PALEOGEOGRAFICE

Noile date paleontologice și biostratigrafice introduc schimbări și în interpretările paleogeografice. Marea paleogenă a înaintat din Bazinul Varnei spre nord în cuisian pînă în regiunea Eforie—Tuzla (Dobrogea de sud a fost exondată în maastrichtianul superior și în paleocen). În lutețianul superior marea se extinde mai departe spre nord. Linia probabilă a țărmului se găsea puțin mai la nord de paralela Cernavoda—Ovidiu (pl. I), după cum arată alternanța calcarelor organogene cu nisipuri fosilifere sau cu nisipuri lipsite de resturi organice, ca și prezența calcarelor lumașelice cu lamelibranhiate și gasteropode ce se observă în aflorimentele de pe valea Cișmelei. Litofaciesurile mai constante și predominarea foraminiferelor mari spre sud și est indică adîncimi ceva mai mari ale bazinului de sedimentare. Legăturile paleogeografice largi existente între marea epicontinentală ce acoperea platforma sud-dobrogeană și restul bazinelor care aparțin de Tethys sînt dovedite de asemănările dintre asociațiile de organisme. Asociațiile de macroforaminifere cuisiene și luteține din Dobrogea de sud au multe specii comune cu acelea din regiunile carpatice de pe teritoriul țării noastre (Depresiunea Getică, zona flișului Carpaților Orientali, zona flișului transcarpatic din Maramureș, Depresiunea Transilvaniei, N i ț a T ă t ă r â m, 1972). Existau, probabil, legături prin estul Platformei Moesice spre zona de curbură a Carpaților (paleogen cu numuliți etc. în unele foraje). Faunele sînt comune și cu acelea din Depresiunea Varnei și din Crimeea, inclusiv cu acelea din alte regiuni clasice ale domeniului de sedimentare tethysian.

La sfîrșitul luteținului marea se retrage (lipsește priabonianul). O nouă invazie marină, dar pe suprafețe mai restrînse, are loc în oligocen (forajele de la sud de Mangalia). Regimul marin normal din eocen este

înlocuit cu un regim euxinic în oligocen (argile și șisturi argiloase disodilice cu resturi de pești asemănătoare faciesului de Maikop din Caucaz) (*Ghidul excursiilor*, 1961). După exondarea postoligocenă are loc conturarea Paratethysului. O nouă transgresiune începe în karpatian.

Apele venind dinspre est (zona Crimeea—Caucaz) acopereau partea de sud a Dobrogei și de nord-est a Bulgariei. Aflorimentele din aliniamentul vestic au paleocenoze specifice de țărm (bancuri cu ostreide, strate cu *Rzehakia*, gasteropode continentale etc.), care pot corespunde parțial cu gurile de vărsare ale unor paleofluvii; cele din aliniamentul estic reprezintă zona de larg (Gertrude Rado, 1975). Forajele de la vest de valea Dunării au dovedit că peste cretacicul superior stau depozite badeniene de tip vienez. Aceasta ridică încă probleme privind legătura dintre sectorul Dobrogei de sud cu Cîmpia Română și Subcarpați. La sfîrșitul karpatianului apele se retrag în regiunea Varna, singura zonă situată la vest de Marea Neagră în care apare badenian de tip oriental. Exondarea teritoriului sud-dobrogean ține pînă către sfîrșitul volhynianului.

O nouă transgresiune cu caracter progresiv începe în sarmațian. Apele au înaintat dinspre golful Varnei și au acoperit la sfîrșitul volhynianului numai extremitatea sudică a Dobrogei, singura zonă în care au fost identificate fosile caracteristice volhynianului. În timpul bessarabianului superior, marea sarmatică atinge extensiunea maximă. Limitele ei se pot trasa aproximativ pe o linie ce ar uni localitățile Dunărea în vest cu Năvodari la est. Așa cum am arătat, în depozitele predominant carbonatate ale bessarabianului se intercalează un orizont nisipos. Caracterele sedimentologice ale nisipurilor din zona Credința, ca și compoziția paleofaunei de vertebrate indică, în această regiune, o zonă de mică adîncime, situată în preajma unei insule exondate (pl. III). Ca argumente sedimentologice în sprijinul acestei concluzii sînt: frecvența stratificației încrucișate, tendința de dispersie radiară a materialului detritic, prezența urmelor de valuri în intercalațiile mai cimentate și buna conservare a materialului osteologic. Existența oaselor fragile de păsări, care sînt intens fragmentate printr-un îndelungat transport, frecvența indivizilor nou născuți în fauna de foci confirmă această concluzie (D. Grigorescu, C. Dinu, 1976). Caracterul regresiv al kersonianului indică restrîngerea mării spre partea de sud-est a Dobrogei meridionale. Exondarea teritoriului dobrogean are loc la sfîrșitul kersonianului. Apele revin în pliocen, cînd extinderea lor în Dobrogea este restrînsă numai în sectorul sud-vestic. Paleogeografia Paratethysului în pliocenul superior, caracterizată prin izolarea definitivă a Bazinului Pannonic de cel Dacic și prin comunicarea sporadică între Bazinul Dacic și cel Pontic, explică afinitățile de faună între aceste două bazine.

Dobrogea de sud reprezenta zona de țărm sud-estic al Bazinului Dacic invadat succesiv de apele pliocene în trei momente; bosphorian superior, getian și parscovian superior, termenii depășindu-se succesiv către nord-est, sens în care avea loc și ingresiunea. Fauna dovedește legătura directă cu restul Bazinului Dacic și indirectă (prin culuarul nord-dobrogean) cu Bazinul Euxinic. La sfîrșitul parscovianului are loc o restrîngere a Bazinului Dacic; pe teritoriul Dobrogei se instalează lacuri cu apă dulce în care precipită carbonatul de calciu, dînd naștere calcarului cu planorbide și limneide. Apoi totul este exondat. Eroziunea îndepărtează parțial

calcarele și peste paleorelieful sculptat apele revin, pentru foarte scurtă durată, în romanian.

Rezultă că în decursul neozoicului sensul de înaintare al apelor a fost diferit de la o etapă la alta, în funcție de procesul de afundare a anumitor sectoare. În paleogen sensul transgresiunilor este de la sud spre nord; în karpatian — de la est la vest; în sarmațian — de la sud spre nord; în pliocen — de la vest la est.

SOUTH DOBROGEA DURING THE TERTIARY : BIOSTRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

ABSTRACT

The paper represents a synthesis of the last decade contributions to the paleontology, biostratigraphy and paleogeography of South Dobrogea during the Tertiary time. The most important ones are listed below. As regards the *Paleogene:* the identification of the Upper Lutetian in the southern part (Cetatea — Dobromiru din Vale region), as well as in the northern part (Cernavoda — Ovidiu region); for the last region the age was changed from Upper Ypresian and Lower Lutetian into Upper Lutetian. It was proved that during the Upper Lutetian the Eocene sea reached its maximum extension. *Miocene:* the first discovery of a Rzehakia brackish fauna, mixed with marine-littoral mollusc fauna (Ostrea biolithites), laterally passing into deeper marine facies; the mollusc assemblage argues for the Carpathian stage, instead of "Tortonian" as it was previously considered. A gap between the Carpathian and the Upper Volhinian can be recognized. The presence of the ending part of the Volhinian in South Dobrogea was strengthened through a rich fauna including foraminifera, molluscs, otolites. A rich vertebrate fauna including seals, cetaceans, birds, turtles, teleost fishes was discovered in the Bessarabian deposits (quartzose sands and diatomitic lithofacies); this is the first record of seals and birds in Miocene deposits of Romania, their presence suggesting the existence of some islands spread within the sea. And last, but not least, as regards the *Pliocene:* the identification of the ending part of the Bosphorian, of the Getian, of the Parscovian and of the lowermost part of the Romanian. The progressive transgression of the waters, from west to east, reached its maximum at the end of the Parscovian; after the Lower Romanian the waters definitively left the territory of South Dobrogea.

BIBLIOGRAFIE SELECTIVĂ

Anastasiu V. (1896), *Note préliminaire sur la constitution géologique de la Dobrogea*, B.S.G.F., 3 sér., **XXIV**, București.

Bombiță Gh. (1963), *Contribuții la corelarea eocenului epicontinental în R. P. Română*, Edit. Acad. R.P.R., p. 1—115, București.

— (1964), *Contribuții la studiul stratigrafic al depozitelor eocene din Dobrogea cu privire specială asupra faunei de nummuliți și assiline*, An. Com. geol., **XXXIII**, 381—434, București.

CHIRIAC M. (1960), *Notă asupra depozitelor sarmațiene din Dobrogea*, Com. Acad. R.P.R., **X**, 7, 613—623, București.

— (1962), *Asupra unor iviri de cretacic și terțiar la vest de localitatea Ovidiu, în zona Valea Adîncă*, Com. Acad. R.P.R., **XII**, 4, București.

— (1970), *Răspîndirea și faciesurile tortonianului în Dobrogea de sud*, D.S. Com. geol., **LVI** (Stratigrafie), 89—112, București.

CHIRIAC M., GRIGORESCU D. (1975), *Asupra focilor bessarabiene din Dobrogea de sud*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, 1, **XX**, 89—110, București.

GRIGORESCU D. (1976), *On the Paratethyan seals*, Systematic Zoologist, **XXV**, 4, 407—419.

GRIGORESCU D., DINU C. (1976), *Aspecte sedimentologice în nisipurile cuarțoase bessarabiene din Dobrogea de sud*, Rev. Complex Muzeal Constanța.

GRIGORESCU D., KESSLER E. (1976), *The Middle Sarmatian avian fauna from South Dobrogea*, Rev. roum., Géol., Géophis., Géogr., Géologie, **21**, București.

HAGANU ELISABETA (1975), *Studiul asociației de ostracode pliocene din Dobrogea de sud*, Centrul de multiplicare al Universit. București.

IANOVICI V., GIUȘCĂ D. și colab. (1961), *Ghidul excursiilor*, Asoc. carp.-balc. — Dobrogea, 84 p., București.

IONESI BICA (1974), *Microfauna volhinianului din Dobrogea de sud*, Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza", Iași, Geologie, **XX**, 109—116, Iași.

IONESI BICA, IONESI L. (1973), *Asupra prezenței volhinianului în Dobrogea de sud*, Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza", Iași, Geologie, **XIX**, 109—122, Iași.

MACOVEI GH. (1912), *Asupra extensiunii Nummuliticului în Dobrogea*, D.S. Inst. geol. Rom., **III**, 131—136, București.

MANOLESCU ȘT. (1915), *Sur le Pliocène de la rive droite du Danube dans la Dobrogea de sud-ouest*, Bull. Sect. Sci., **1**, 35—42, București.

PANĂ IOANA (1974), *Otolite daciene din Dobrogea de sud*, Rev. Complex Muzeal Constanța.

PANĂ IOANA și colab. (1972), *Pliocenul din Dobrogea de sud*, D.S. Inst. geol., **LVIII** (Stratigrafie), 245—255, București.

PANIN N., AVRAM E. (1962), *Noi urme de vertebrate în miocenul Subcarpaților românești*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **VII**, 3—4, 455—484, București.

PASCU R. (1909), *Über das Vorkommen des Pliocäns (Dakische Stufe) in der Dobrogea*, An. Inst. Géol. Roum., **III**, 400, București.

RADO GERTRUDE (1975), *Studiul paleoecologic-tafonomic al ostreidelor din karpatianul Dobrogei de sud*, Centrul de multiplicare al Universit. București.

RADO GERTRUDE, PANĂ IOANA (1974), *Prezența karpatianului în Dobrogea de sud*, Rev. Complex Muzeal Constanța.

RADO GERTRUDE, PANĂ IOANA (1975), *La présence du genre Rzehakia en Roumanie (Dobroudja de sud)*, Vth Congress Regional Committee on Mediterranean Neogene, Section of Stratigraphy—Bratislava, p. 141—143.

TĂTĂRÂM NIȚĂ (1972), *Rezultatele principale ale studiului foraminiferelor mari din eocenul regiunilor carpatice*, Anal. Univ. București, Seria geologie, 97—117, București.

— (1975), *Contribuții la studiul paleogenului din Dobrogea de sud*, Centrul de multiplicare al Universit. București.

Primit în redacție la 14 decembrie 1976

Universitatea București
Facultatea de geologie-geografie

SKARNELE MAGNEZIENE CU MINERALIZAȚIILE ASOCIATE DE LA BĂIȚA BIHORULUI

DE

G. CIOFLICA, Ș. VLAD, ERNESTINA VOLANSCHI, S. STOICI

Produsele metamorfismului termic și metasomatic, asociate genetic magmatitelor laramice, cunosc o largă extindere în formațiunile paleomezozoice ale celor trei unități structurale majore din regiunea Băița Bihorului (autohtonul de Bihor, unitatea de Băița, unitatea de Arieșeni). Dintre acestea, pirometasomatitele au o frecvență mare la nivelul unității de Băița, ele fiind formate pe seama unui paleosom carbonatic (calcare, dolomite) cu intercalații de argilite și siltite (liasic, norian, carnian), ca și a dykeu-rilor eruptive laramice (fig. 1).

Pirometasomatitele de la Băița Bihorului constituie în principal *corpuri tabulare și coloane*, mai rar *lentile* și *filoane metasomatice*. Ele sînt reprezentate prin skarne magneziene, în masa dolomitelor carniene din unitatea de Băița, și prin skarne calcice, abundente în formațiunile calcaroase și argilitice ale liasicului și norianului din unitatea de Băița, pe cînd în calcarele urgoniene ale autohtonului de Bihor și îndeosebi în rocile detritice ale unității de Arieșeni au o extindere mai redusă; ocurențe de skarne calcice au fost identificate și la nivelul dolomitelor carniene, unde substituie, în parte, skarnele magneziene. În lucrarea de față vom examina numai corpurile de skarne magneziene cu mineralizațiile asociate, urmărind unele particularități mineralogice, structurale, geochimice și genetice ale neoformațiunilor.

1. CORPURI TABULARE DE SKARNE MAGNEZIENE

Aceste pirometasomatite se dezvoltă discontinuu în lungul contactului marmurelor dolomitice cu corneenele blastopsamitice — blastopelitice. Ele se cunosc, prin intermediul lucrărilor miniere și forajelor, pe o lungime de circa 5 km, între dealul Curbăluit și Valea Țiganului (fig. 1).

Aspectul tabular al corpurilor de skarne este imprimat de contactul dintre paleosomul carbonatic și cel detritic, ca și de competența diferită a celor două medii la reacțiile metasomatice. Caracterul anizotrop al metasomatozei a determinat și un contrast structural în masa produselor de neoformație: în paleosomul de corneene apar skarne fin granoblastice iar în cel dolomitic skarne mezo-fanerogranoblastice.

Corpurile de metasomatite tabulare sînt constituite în principal din skarne magneziene cu diopsid, fin granoblastice, de culoare verzuie sau cenușie, urmate de o zonă externă cu minerale humitice și flogopit, avînd aspect granoblastic și culoare brun-verzuie. Trecerea de la skarnele magneziene la marmura dolomitică se realizează prin intermediul unei

ST. CERC GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 22, P. 39–57, BUCUREȘTI, 1977

benzi centimetrice de calcifir, continuată de o zonă de dedolomitizare a cărei lăţime poate ajunge la zeci de metri.

La contactul cu corneenele, skarnele magneziene cu diopsid sînt substituite de skarne calcice cu grosular şi vezuvian, fanerogranoblastice şi de culoare brună (fig. 2). Cu aceste skarne calcice se asociază mineralizaţii de molibdenit şi scheelit; în zonele de contact ale skarnelor cu corneenele şi cu marmurele se dezvoltă mineralizaţii de calcopirită, pirită, subordonat galenă, blendă şi magnetit.

Transformările hidrotermale ale skarnelor şi corneenelor sînt reprezentate prin epidot, clorit, cuarţ, minerale serpentinice, talc şi calcit.

2. COLOANE DE SKARNE MAGNEZIENE

Principalele coloane metasomatice (fig. 1) de la nivelul dolomitelor carniene (Antoniu, Sturzu, Baia Roşie, Marta, Bolfu-Toni şi Hoanca Moţului), însoţite adesea de corpuri satelite (mici coloane, lentile, filoane metasomatice), au o distribuţie în spaţiu controlată de sistemele rupturale N 60—70°E şi N 50—60°V (fig. 3). Metasomatitele se localizează în lungul fracturilor (Sturzu, Marta, Bolfu-Toni, Hoanca Moşului) sau la intersecţia acestora (Antoniu, Baia Roşie). Înălţimea coloanelor variază între 100 şi 300 m, iar grosimea este limitată la cîteva zeci de metri.

Corpurile de metasomatite sînt constituite din skarne magneziene, în principal diopsidite fanerogranoblastice, în subsidiar chondrodit, clinohumit, flogopit şi chiar forsterit, cu structură fin granoblastică. Cu aceste skarne se asociază mineralizaţii de Cu, W, Bi, uneori Mo, Pb, Zn, B.

Fig. 2. — Detaliu privind relaţiile dintre skarnele calcice şi magneziene în gal. lat. 17 din transversala Bor, orizontul XIII.

1, Skarn magnezian cu diopsid; *2*, skarn calcic cu grosular şi vezuvian mineralizat cu molibdenit şi scheelit; *3*, depuneri de flogopit.

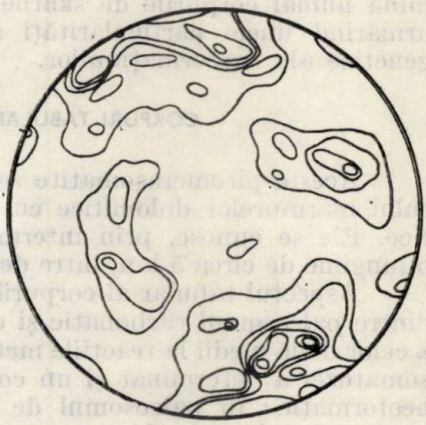
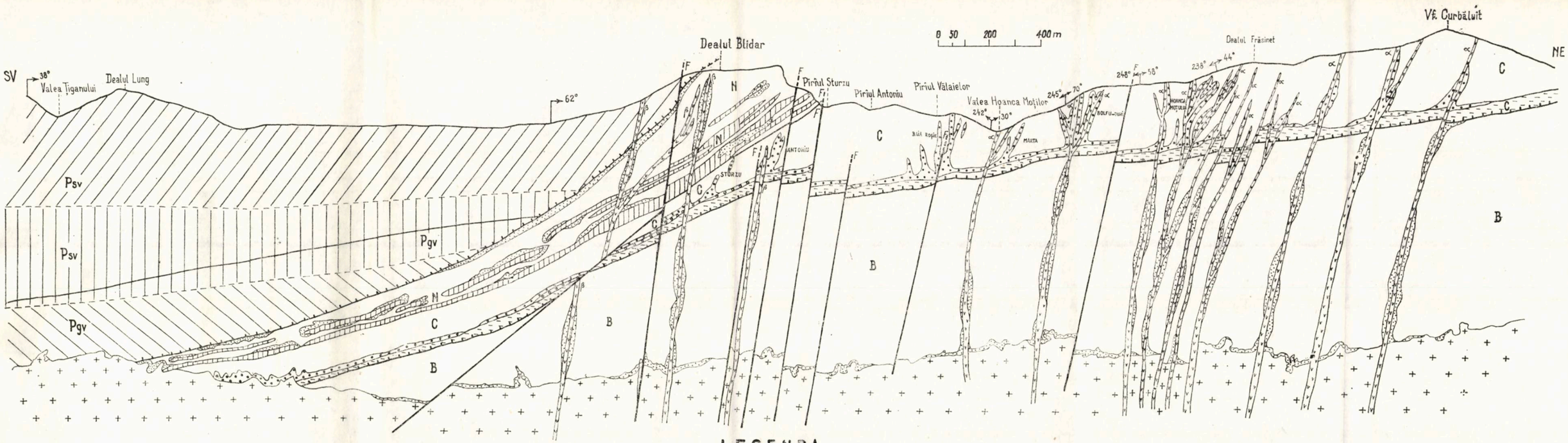


Fig. 3. — Diagrama fisurilor din dolomite. Emisfera superioară; 130 poli; 7...0,8%.

Modificările de natură hidrotermală (talc, minerale serpentinice şi illitice, magnezit, calcit, cuarţ) afectează întreaga masă a skarnelor, dar cu preponderenţă partea superioară a coloanelor.

Corpul Antoniu are o poziţie verticală care se menţine pe o înălţime de circa 130 m, după care se curbează spre SV, pentru a se racorda la masa de skarne de pe contactul dolomitelor cu corneenele din baza acestora.



LEGENDA

MAGMATITE LARAMICE

PALEOCEN - EOCEN INFERIOR
- β - Bazalte
- α - Andezite
- Granite

AUTOHTONUL DE BIHOR

BARREMIAN
- B — Calcare recristalizate

UNITATEA DE BĂIȚA

NORIAN — N
- a - Calcare recristalizate
- b - Argilite și siltite transformate în corneene

CARNIAN — C
- a - Dolomite recristalizate
- b - Argilite și siltite transformate în corneene

UNITATEA DE ARIEȘENI

PERMIAN
- Psv — Seria sedimentar-vulcanogenă, recristalizată
- Pgv — Seria gresiilor vermiculare, recristalizată

PRODUSE ALE METAMORFISMULUI METASOMATIC

- Skarne calcice apomagneziene (grosular ± vezuvian)
- Skarne calcice (grosular, andradit, vezuvian, wollastonit, diopsid)
- Skarne magneziene (clinohumit, chondrodit, diopsid, forsterit, flogopit)

PRODUSE ALE METAMORFISMULUI TERMIC ÎN UNITATEA DE ARIEȘENI

- Corneene blastopelitice psamitice (corneene cu biotit verzui, corneene cuarțitice)
- Corneene porfiroblastice (corneene cu biotit brun, andaluzit și cordierit; corneene cuarțitice.)
- Corneene homeoblastice (corneene cu biotit brun și cordierit)

- F Falie
- Linie de încălecare

Fig. 1. — Secțiune geologică în regiunea Băița Bihorului

NE
SV
Deal Lung
Deal Tigmadi
Deal Vitezilor
Deal Antoza
Deal Spurei
Deal Bilidar
Valea Tigmadi
Valea Tigmadi
Valea Tigmadi

Pentru corpul Antoniu este extrem de caracteristică localizarea skarnelor la intersecția a două sisteme de fracturi (N50—60°V; N60°E); acest aspect este evident în partea sa mediană (fig. 4 a).

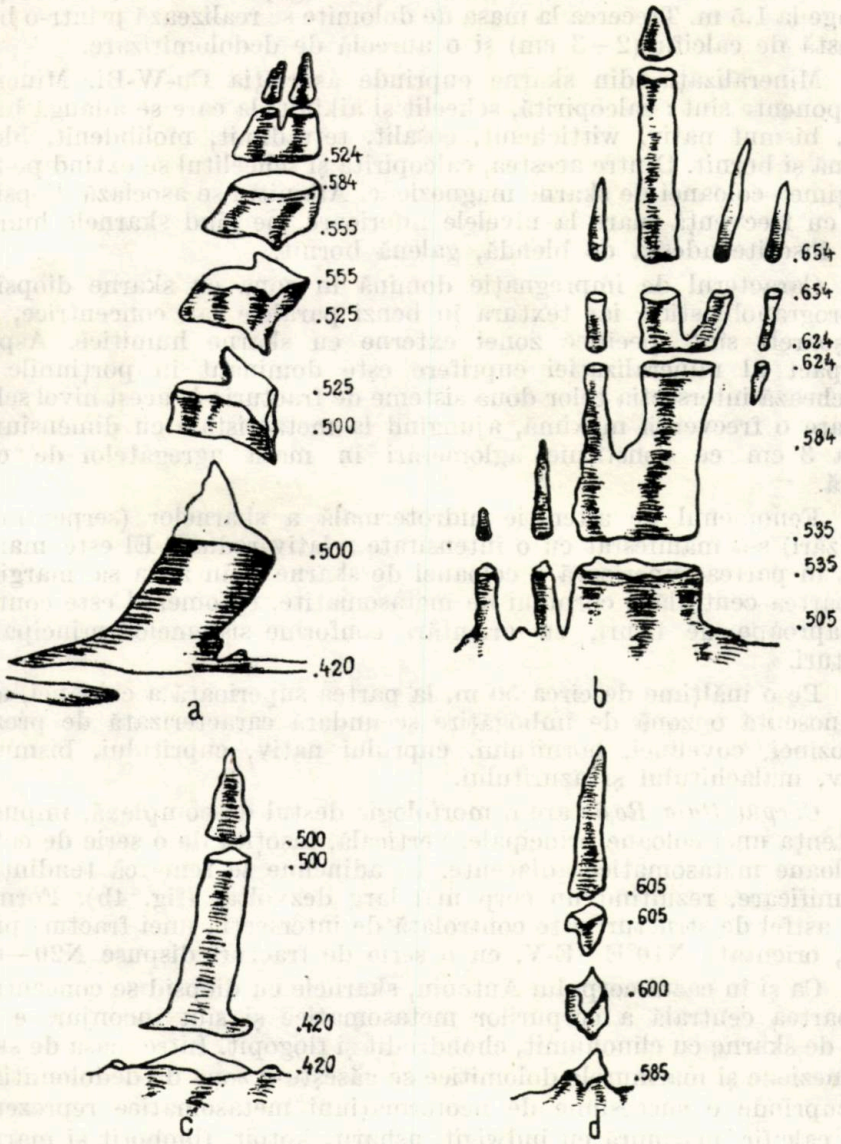


Fig. 4. — Morfologia principalelor coloane de skarne magneziene.
a, Antoniu; *b*, Baia Roșie; *c*, Sturzu; *d*, Marta.

Masa principală a metasomatitelor o constituie diopsiditele, mezofanerogranoblastice, care reprezintă de fapt nucleul coloanei; cristalele de diopsid cu dimensiuni mari (pînă la 10 cm lungime) se întîlnesc de

regulă în partea cea mai internă a corpului de metasomatite, dispunîndu-se adesea pe direcţia N50°V. Pe alocuri, diopsiditele sînt substituite de skarne calcice cu andradit verzui. Nucleul diopsidic este înconjurat de o fîşie de skarne humatice cu sau fără flogopit, a cărei grosime poate ajunge la 1,5 m. Trecerea la masa de dolomite se realizează printr-o bandă îngustă de calcifir (2—3 cm) şi o aureolă de dedolomitizare.

Mineralizaţia din skarne cuprinde asociaţia Cu-W-Bi. Mineralele componente sînt : calcopirită, scheelit şi aikinit, la care se adaugă bismutină, bismut nativ, wittichenit, cosalit, tetradimit, molibdenit, blendă, galenă şi bornit. Dintre acestea, calcopirita şi scheelitul se extind pe toată înălţimea coloanei de skarne magneziene. Aikinitul se asociază diopsiditelor, cu frecvenţă mare la nivelele inferioare, pe cînd skarnele humitice sînt însoţite adesea de blendă, galenă bornit.

Caracterul de impregnaţie domină în zona cu skarne diopsidice, fanerogranoblastice, iar textura în benzi paralele sau concentrice, ca şi vinişoarele sînt specifice zonei externe cu skarne humitice. Aspectul compact al mineralizaţiei cuprifere este dominant în porţiunile care marchează intersecţia celor două sisteme de fracturi ; la acest nivel scheelitul are o frecvenţă maximă, ajungînd la metacristale cu dimensiuni de circa 3 cm ce constituie aglomerări în masa agregatelor de calcopirită.

Fenomenul de alteraţie hidrotermală a skarnelor (serpentinizări, talcizări) s-a manifestat cu o intensitate relativ redusă. El este mai evident în partea superioară a coloanei de skarne şi în zona sa marginală. În partea centrală a corpului de metasomatite, fenomenul este controlat îndeaproape de fisuri, cu orientări conforme sistemelor principale de fracturi.

Pe o înălţime de circa 50 m, la partea superioară a coloanei, a fost recunoscută o zonă de îmbogăţire secundară caracterizată de prezenţa calcozinei, covelinei, bornitului, cuprului nativ, cupritului, bismutului nativ, malachitului şi azuritului.

Corpul Baia Roşie are o morfologie destul de complexă, impusă de existenţa unei coloane principale, verticală, însoţită de o serie de coloane şi filoane metasomatice adiacente. În adîncime se remarcă tendinţa lor de unificare, rezultînd un corp mai larg dezvoltat (fig. 4b). Formarea unei astfel de structuri este controlată de intersecţia unei fracturi principale, orientată N70°E—E-V, cu o serie de fracturi dispuse N20—60°V.

Ca şi în cazul corpului Antoniu, skarnele cu diopsid se concentrează în partea centrală a corpurilor metasomatice şi sînt înconjurate de o fîşie de skarne cu clinohumit, chondrodit şi flogopit. Între masa de skarne magneziene şi marmurele dolomitice se găseşte o zonă de dedolomitizare : ea cuprinde o succesiune de neoformaţiuni metasomatice reprezentată prin calcifir, marmură cu ludwigit, asharit, kotoit, fluoborit şi marmură cu brucit.

În contrast cu corpul Antoniu, produsele metalogenetice sînt mai bine diferenţiate în spaţiu. Astfel, în nucleul de skarne diopsidice apar de regulă impregnaţii de calcopirită şi scheelit, iar în zona marginală cu skarne humitice domină blenda asupra calcopiritei, scheelitului şi galenei.

La limita dintre zona de skarne humitice și calcifir se găsește, mai ales în părțile superioare, o fișie de galenă și blendă, cu aspect compact, a cărei lățime nu depășește 40 cm.

Apariția kotoitului în zona de dedolomitizare imprimă un aspect particular mineralizațiilor; el apare ca diseminări într-o masă fin granoblastică de calcit metasomatic. Ludwigitul, asharitul și fluoboritul formează impregnații, vinișoare și aglomerări milimetrice cu caracter evident hidrotermal, suprapunîndu-se marmurei cu kotoit.

Fenomenul de alterație hidrotermală este mai intens și mai extins decît în cazul corpului Antoniu. Pe lîngă frecventele talcizări și serpentinizări, sînt de remarcat zonele cu calcit larg cristalizat, uneori manganocalcit, mai ales la marginea coloanelor metasomatice; mai rar apar și filoane de calcit în masa dolomitului.

Corpul Sturzu are o morfologie simplă (fig. 4 c), iar poziția sa în spațiu este controlată de o fractură orientată N35°E.

Skarnele magneziene (diopsidite înconjurate de skarne humitice) conțin calcopirită asociată cu scheelit și sînt intens transformate hidrotermal (serpentină, talc). La marginea corpului de metasomatite se observă adesea vinișoare de calcopirită, uneori bornit și calcozină în dolomite.

Corpul Marta prezintă două ramificații în partea sa superioară (fig. 1), dintre care cea vestică este mai bine cunoscută (fig. 4d); aceasta urmărește o fractură orientată N60°V.

Skarnele cu diopsid din zona internă, ca și cele cu flogopit, clinohumit și chondrodit, sînt intens transformate hidrotermal (serpentină, talc, carbonați). Spre deosebire de corpurile anterioare, mineralizația este predominant polimetalică, iar diferențierea sa în spațiu este mai mult de natură texturală. Astfel, skarnele cu diopsid, talcizate, conțin în principal blendă, calcopirită și scheelit cu o dispoziție destul de neomogenă, de la aspecte compacte la cuiburi sau vinișoare. În schimb, skarnele flogotipice și humitice, serpentinizate, conțin blendă,subordonat galenă, calcopirită și scheelit, dispuse de regulă în benzi cu lățimi variabile, paralele cu contactul dintre skarne și dolomite. Orientare similară prezintă și ritmurile dese de blendă și galenă cu serpentină sau calci tdin fișia decimetrică ce marchează marginea corpului de minereu.

Corpul Bolfu-Toni este format dintr-o coloană principală însoțită de două ramificații laterale situate la contactul unor dyke-uri de andezite (N60°V) cu dolomitele (fig. 1).

Un element specific al acestui corp de neoformațiuni îl reprezintă larga dezvoltare a hidrometasomatitelor (serpentină, talc, mai puțin calcit și magnetit), în care apar relicte de skarne magneziene (diopsid, forsterit, clinohumit, chondrodit, flogopit) și sporadic skarne calcice (andradit). De asemenea, semnificativ este caracterul polimetalic al mineralizațiilor (blendă, galenă, subordonat calcopirită, sporadic scheelit) și larga extindere a zonei de dedolomitizare care a favorizat apariția kotoitului, ludwigitului și ascharitului. În acest caz, procesele de metalogeneză sînt considerabil mai reduse decît în cazurile anterioare.

Corpul Hoanca Moţului cuprinde două ramificaţii cu aspect lenticular, situate la contactul unor dyke-uri de andezite (N60°V) cu dolomitele; aceste ramificaţii se extind pe o înălţime de circa 80 m (fig. 1).

Fenomenul de hidrometasomatoză s-a manifestat cu intensitate mare. Serpentina şi talcul sînt componenţi frecvenţi, în timp ce paleosomul de skarne magneziene apare izolat. Dacă mineralele metalice de natură hidrotermală (galenă, blendă, calcopirită, pirită, magnetit, hematit) sînt puţin semnificative, în schimb fenomenul de dedolomitizare, care conduce la formarea kotoitului, ludwigitului şi ascharitului, capătă o importanţă remarcabilă. În unele situaţii, oxizii de fier se diferenţiază spaţial de sulfurile metalice, infiltrîndu-se pe fisuri în masa dolomitelor sau chiar în lungul contactului dintre dyke-urile andezitice şi dolomite.

3. DATE GEOCHIMICE ASUPRA MINERALIZAŢIILOR

CONSIDERAŢII ASUPRA COMPONENŢILOR PRINCIPALI

În vederea testării cantitative a distribuţiei componenţilor principali au fost întocmite histograme pentru Cu, Pb, Zn, Mo şi Bi (fig. 5 şi 6).

Din aceste histograme, cu o evidentă tendinţă către lognormalitate, se pot desprinde următoarele aspecte:

— Frecvenţa maximă a cuprului în partea superioară a corpului Antoniu este cuprinsă în intervalul 0,3 şi 0,9 %, în timp ce în partea sa inferioară este de la 0,2 la 0,38 %. Maximul cu intervalul 7—19,5 % din histograma pentru nivelul superior este determinat de concentrarea acestui component în zona de îmbogăţire secundară.

În corpul Baia Roşie aspectul histogramei se modifică, valorile ridicate distribuindu-se pe mai multe intervale dintre care mai important este 0,4—2,0 %.

— Bismutul în corpul Antoniu arată la ambele nivele două maxime provocate de prezenţa bismutinei de temperatură ridicată şi, respectiv, a sulfosărurilor (în care predomină aikinitul), depuse mai tîrziu. Maximul dat de bismutină este mai mic şi rămîne cu valori aproximativ constante atît la nivelul superior cît şi la cel inferior. În schimb, maximul legat de prezenţa aikinitului creşte cu adîncimea

Pentru corpul Baia Roşie este caracteristic un singur maxim determinat de rarele ocurenţe de sulfosăruri de temperatură scăzută (wittichenit, tetradimit, telurobismutină).

Din datele oferite de histograme, ca şi din cele mineralogice, rezultă o tendinţă de corelare inversă a cuprului şi bismutului.

— Zincul din partea superioară a corpului Antoniu şi din corpul Baia Roşie prezintă două maxime care ar putea sugera două generaţii de blendă: una de culoare neagră cu frecvente dezamestecuri de calcopirită, cea mai comună, alta de nuanţă gălbuie, întîlnită sporadic. Este evidentă creşterea valorilor maxime în corpul Baia Roşie (3,69—8,97 %), faţă de corpul Antoniu (2,69—7,9 %).

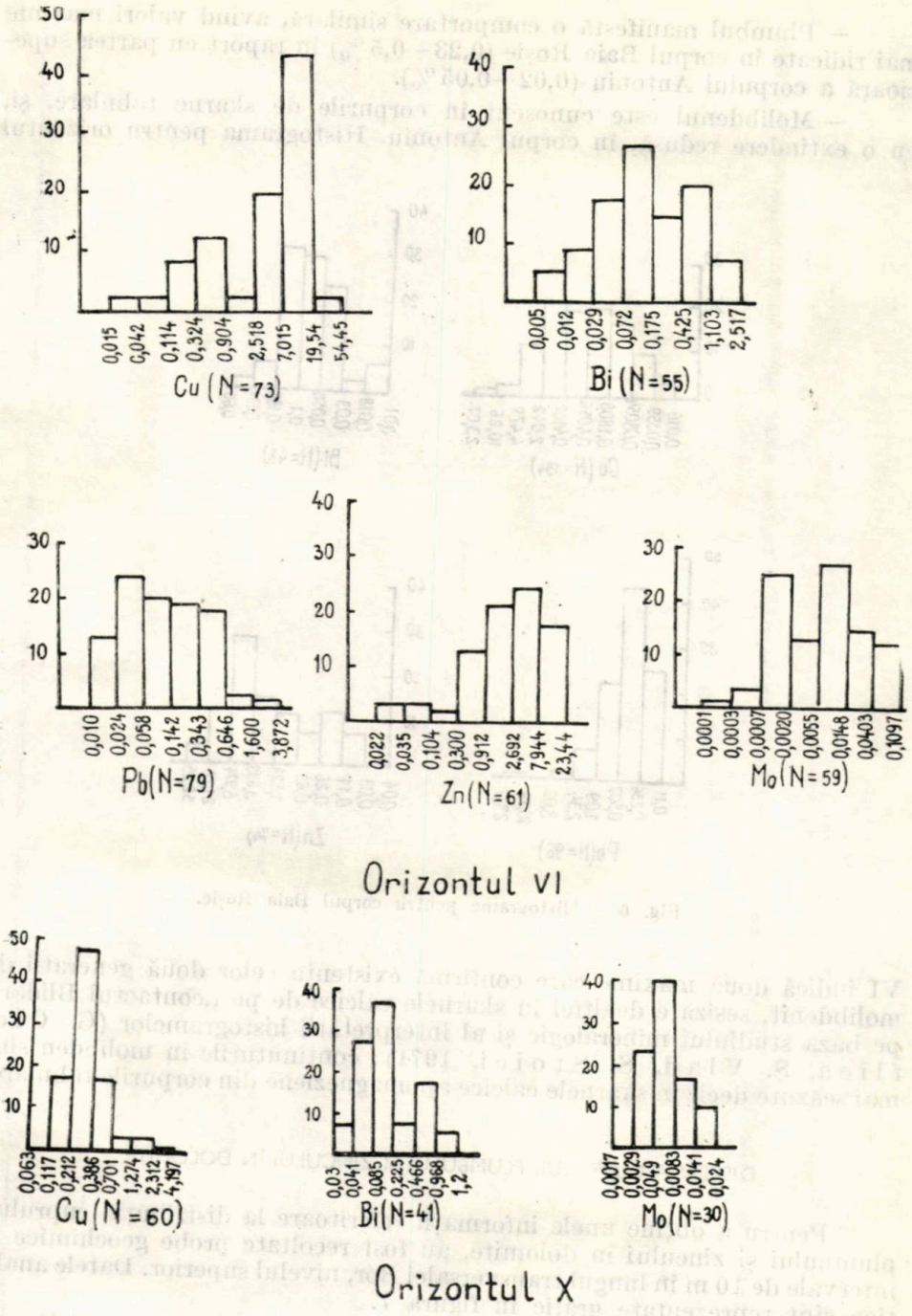


Fig. 5. — Histograme pentru corpul Antoniu.

— Plumbul manifestă o comportare similară, avînd valori maxime mai ridicate în corpul Baia Roşie (0,23—0,5 %) în raport cu partea superioară a corpului Antoniu (0,02—0,05 %).

— Molibdenul este cunoscut în corpurile de skarne tabulare, şi, cu o extindere redusă, în corpul Antoniu. Histograma pentru orizontul

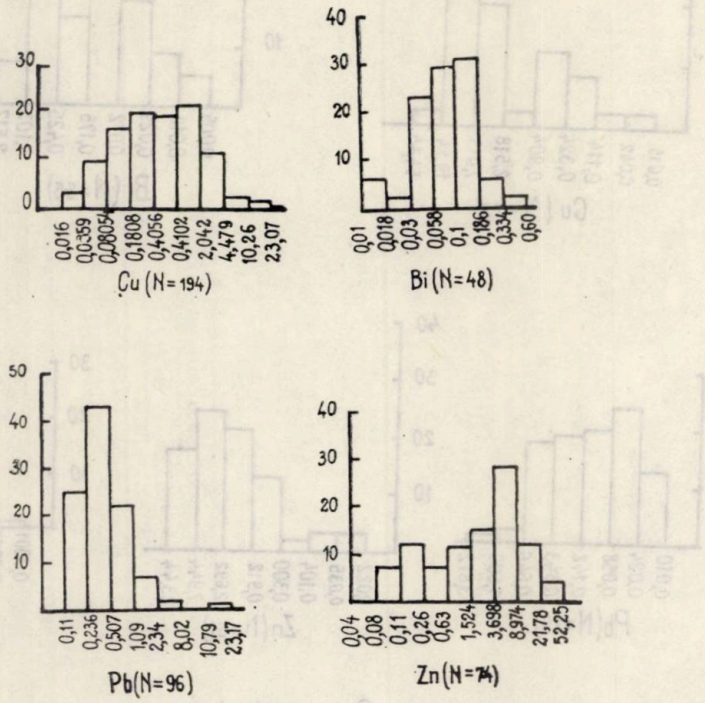


Fig. 6. — Histograme pentru corpul Baia Roşie.

VI indică două maxime care confirmă existenţa celor două generaţii de molibdenit, sesizate dealtfel în skarnele calcice de pe „contactul Blidar" pe baza studiului mineralogic şi al interpretării histogramelor (G. Cioflica, Ş. Vlad, S. Stoici, 1971); conţinuturile în molibden sînt mai scăzute decît în skarnele calcice apomagneziene din corpurile tabulare.

DISPERSIA CUPRULUI, PLUMBULUI ŞI ZINCULUI ÎN DOLOMITE

Pentru a obţine unele informaţii referitoare la distribuţia cuprului, plumbului şi zincului în dolomite, au fost recoltate probe geochimice la intervale de 10 m în lungul transversalei Bor, nivelul superior. Datele analitice sînt reprezentate grafic în figura 7.

Din această imagine se constată o dispunere destul de uniformă a cuprului (circa 0,02 %) în dolomitele dintre corpul Antoniu şi corpul

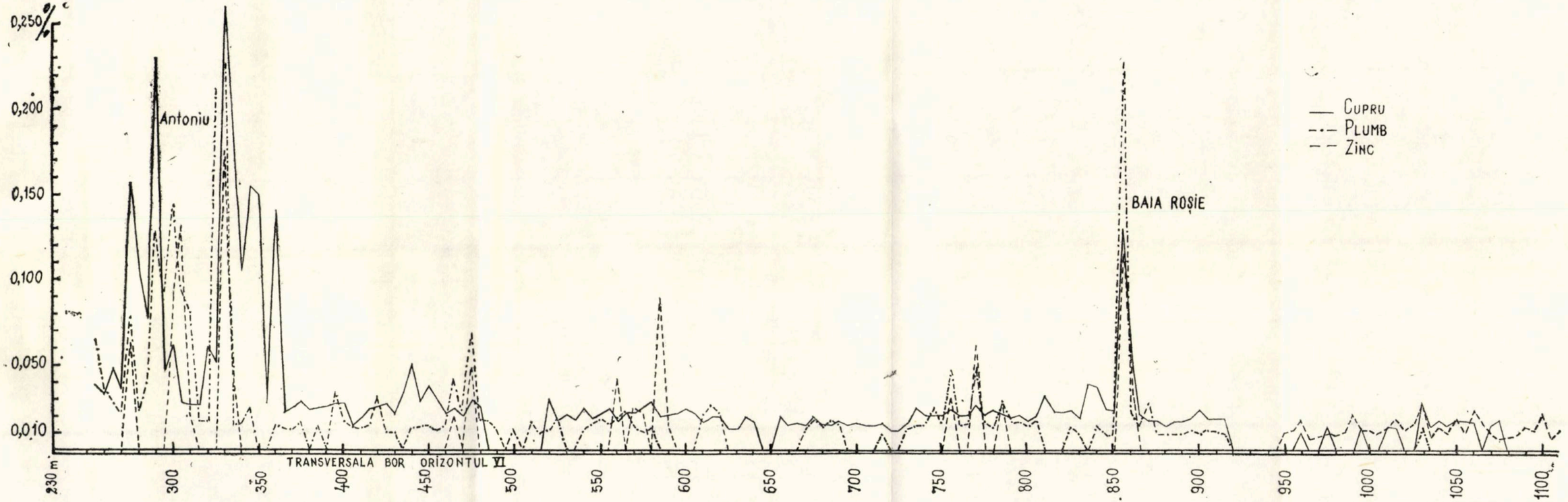


Fig. 7. — Dispersia Pb, Cu și Zn în dolomite.

0,010
0,050
0,100
0,150
0,200
0,250
Antonin
DAIA ROSIE
Zinc
Plomb
Cuivre

Baia Roșie. La est de corpul Baia Roșie, unde caracterul mineralizațiilor se modifică, devenind predominant plumbo-zincifer, valorile pentru cupru se dezvoltă discontinuu. Distribuția plumbului este peste tot discontinuă, pe cînd zincul are valori uniforme numai la est de Baia Roșie (circa 0,01 %).

Pe acest fond de dispersie al cuprului, plumbului și zincului se evidențiază valorile anomale concentrate în aureolele principalelor corpuri (Antoniu, Baia Roșie). Astfel, în anomalia corpului Antoniu cuprul este dominant, urmat de plumb și de zinc. În schimb, plumbul predomină în anomalia corpului Baia Roșie față de cupru și zinc.

Din interpretarea datelor de mai sus rezultă :

— conținuturile relativ mari ale fondului de dispersie se datorează circulației secundare intense a componenților metalici, favorizată de fisurarea avansată a dolomitelor ; frecventele depuneri de malachit în lungul fisurilor reprezintă elemente concludente în acest sens ;

— unele valori mai ridicate decît fondul dispersiei (de exemplu intervalele 460—480 m și 580—590 m) ar constitui efectele cele mai îndepărtate ale unor arii mineralizate ; de asemenea zonele cu valori evident anomale ar putea sugera prezența în apropiere a unor corpuri mineralizate încă neidentificate.

CONSIDERAȚII ASUPRA MICROELEMENTELOR DIN SULFURI

Pentru caracterizarea geochimică a elementelor minore din sulfurile metalice au fost selecționate probe monominerale de galenă, blendă și calcopirită din coloanele metasomatice Antoniu, Sturzu, Baia Roșie cu ramificația sa Terezia, Marta, Bolfu-Toni și Hoanca Moșului, precum și din corpul metasomatic tabular investigat la orizontul XIII. Datele analitice obținute pe cale spectrală sînt redate în tabelele nr. 1, 2 și 3.

În cazul *galenei* au fost determinate Bi, Sb, Te, Ag și Mn (tabelul nr. 1).

Bismutul, cu excepția unei singure analize, indică valori foarte ridicate ; cele 5 analize cu conținuturi mai mari decît 1 % atestă prezența unor incluziuni submicroscopice de minerale de bismut. Acest aspect confirmă caracterul bismutifer al galenelor din provincia laramică, semnalat de D. G i u ș c ă și colab. (1968, 1971, 1973), dar evidențiază totodată conținuturi superioare celor de la Rușchița, Brusturi și Dognecea (tabelul nr. 4).

Argintul are valori ridicate, fără o variabilitate largă, ceea ce constituie de asemenea o caracteristică a galenelor din provincia laramică.

Telurul prezintă mari fluctuații chiar în același corp de minereu. În comparație cu alte zăcăminte laramice, telurul are conținuturi mult mai mari, conferind o poziție specifică minereurilor de la Băița Bihorului. Astfel de valori ridicate ale telurului și argintului pot fi atribuite unor incluziuni submicroscopice de telururi (tetradimit, hessit) în galenă.

Stibiul variază de asemenea în limite largi, de la 44 la 850 ppm. În comparație cu alte zăcăminte laramice (Brusturi, Rușchița), cele asociate skarnelor (Băița Bihorului, Dognecea) sînt mai bogate în stibiu.

Tabelul nr. 1

Microelemente în galenă

Corpul de metasomatite	Orizontul	Nr. probei	Date analitice în ppm				
			Bi	Sb	Te	Ag	Mn
Corpul tabular	XIII	143 bis	2 250	850	100	700	18
Antoniu	VI	28	>1%	ndt	1 400	>1 000	8
	interm. 530	1 011	⩾1%	44	600	>1 000	16
	X	1 019	⩾1%	ndt	900	>1 000	8
Terezia	X	1 425	⩾1%	150	1 750	>1 000	8
Baia Roșie	VI	1 000	4 100	135	320	730	85
Marta	VI	1 443	2 100	350	<100	700	46
Bolfu-Toni	Bolfu II	518	5 000	210	370	750	300
	Bolfu III	445	⩾1%	80	>3 000	>1 000	170
	Toni	325	35	600	ndt	440	55

Tabelul nr. 2

Microelemente în blendă

Corpul de metasomatite	Orizontul	Nr. probei	Date analitice în ppm									
			Cd	Mn	Bi	Ag	Co	Ni	Sn	In	As	Sb	Te
Antoniu	VI	25	5 700	2 700	1 000	150	670	ndt	30	145	750	ndt	ndt
Terezia	X	1 425	5 900	5 400	>3000	—	840	ndt	19	44	2 200	650	760
Baia Roșie	654	1 438	5 800	6 600	840	16	975	ndt	7	22	ndt	ndt	ndt
	Ladislau	1 441	5 300	9 000	62	4	1 000	10	ndt	30	ndt	ndt	ndt
	VI	1 000	6 100	4 000	80	28	700	ndt	ndt	ndt	<100	ndt	ndt
	X	1 426	6 200	>1%	21	ndt	800	16	ndt	35	ndt	ndt	ndt
Marta	VI	1 443	6 600	1%	44	4	5 800	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt
Bolfu-Toni	Bolfu II	518	5 800	4 900	4	3	900	ndt	ndt	3	ndt	ndt	ndt
	Bolfu III	445	6 700	4 900	4 400	105	1 100	ndt	ndt	ndt	100	ndt	360
	Toni	325	6 600	8 500	ndt	4	700	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt
Hoanca Moțului	Galer. superioară	90S	5 500	3 600	185	130	2 000	90	ndt	ndt	ndt	ndt	250

Tabelul nr. 3

Microelemente în calcopirită

Corpul de metasomatit	Orizontul	Nr. probei	Date analitice în ppm											
			Bi	Co	Ni	Sn	As	Mn	Ag	In	Te	W	Mo	Sb
Sturzu	XIII	1 367	760	675	48	700	<300	26	200	220	250	150	ndt	ndt
	VI	5	100	ndt	ndt	300	<300	20	250	52	ndt	ndt	ndt	ndt
Antoniu	interm. 530	1 003	2 600	370	30	800	<300	72	230	~500	39	<100	ndt	ndt
	X	1 023	⩾3000	30	23	930	ndt	12	46	260	5500	ndt	ndt	ndt
Terezia	X	1 425	~3000	48	ndt	180	4 400	10	300	—	210	100	280	400
Baia Roșie	654	1 438	130	150	11	190	<300	13	105	14	ndt	ndt	ndt	ndt
	Ladislau	1 441	90	370	83	95	ndt	42	17	ndt	ndt	100	ndt	ndt
	VI	1 030	>3000	30	11	180	<300	20	62	160	ndt	ndt	ndt	ndt
	X	1 427	2 300	26	<10	18	<300	52	130	9	ndt	ndt	ndt	ndt
Marta	VI	1 443	75	130	45	ndt	ndt	75	320	ndt	ndt	170	ndt	ndt
Bolfu Toni	Bolfu III	531	200	530	160	10	ndt	42	250	<3	ndt	ndt	ndt	ndt

Tabelul nr. 4

Intervale și medii aritmetice pentru microelemente din galenă

	Bi		Sb		Te		Ag	
	interval	$\bar{X}$	interval	$\bar{X}$	interval	$\bar{X}$	interval	$\bar{X}$
Băița Bihorului	35—>10 000	6 350	44— 850	300	<100—>3000	950	440—>1 000	830
Dognecea	25—>10 000	2 835	55—1 500	360	< 30— 270	120	100— 2 500	730
Ruschița*	8— 6 700	1 414	12— 240	148	132— 305	178	178— 2 995	801
Brusturi*	75—>3 000	2 152	<50—1 200	210	30— 770	126	280— 3 400	1674

* După D. Giușcă și colab., (1968, 1973)

Privită în ansamblu, comportarea acestor elemente indică următoarele aspecte:

— Conținuturi ridicate de telur și argint în galenele bogate în bismut;

— O corelație inversă între stibiu și bismut. O astfel de corelație, caracteristică dealtfel și celorlalte zăcăminte laramice, ar sugera existența

a două generaţii de galenă, una mai bogată în bismut şi formată probabil la o temperatură mai ridicată, iar alta cu conţinuturi mai mari în stibiu şi depusă la o temperatură mai scăzută. Poziţia mai depărtată faţă de origine a curbei de corelaţie (fig. 8), în cazul zăcămintelor asociate skarnelor (Dognecea, Băiţa Bihorului) ar sugera o concentraţie mai mare a stibiului şi bismutului în soluţii decît în ocurenţele asociate mai ales hidrometasomatitelor (Brusturi, Ruşchiţa).

În *blendă* au fost analizate Cd, Mn, Bi, Ag, Co, Ni, Sn, In, As, Sb, şi Te (tabelul nr. 2).

Cadmiul are valori ridicate şi remarcabil de uniforme. Ca şi în celelalte zăcăminte laramice (tabelul nr. 5), media aritmetică a conţinuturilor este mare.

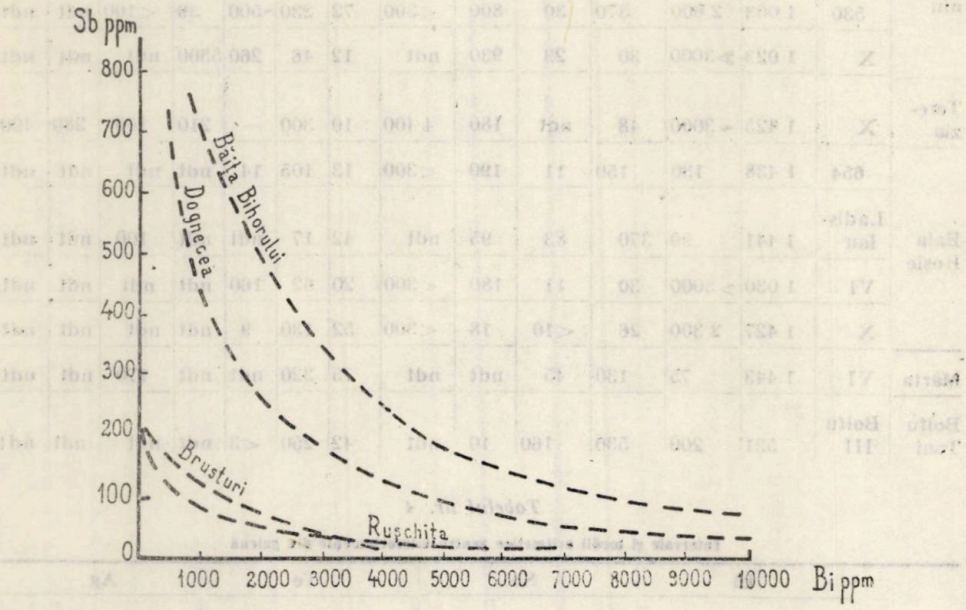


Fig. 8. — Curbe de corelaţie pentru Sb—Bi.

Manganul se găseşte de asemenea în proporţii apreciabile însă cu o variabilitate în limite mai largi (de la 2 700 pînă la 10 000 ppm, cu o medie de 5 511 ppm).

Cobaltul apare şi el cu valori ridicate, dar cu un grad accentuat de neuniformitate; media este mai mare decît în cazul celorlalte zăcăminte laramice.

Conţinuturile ridicate în Cd, Mn şi Co confirmă această caracteristică geochimică a blendelor din zăcămintele laramice, subliniată deja de D. Giuşcă şi colab. (1968, 1971, 1973).

În *calcopirită* au fost investigate Bi, Co, Ni, Sn, As, Mn, Ag, In, Te, W, Mo şi Sb (tabelul nr. 3).

Tabelul nr. 5

Intervale și medii aritmetice pentru microelemente din blendă

	Cd		Mn		Co	
	interval	$\bar{X}$	interval	$\bar{X}$	interval	$\bar{X}$
Băița Bihorului	5 300— 6 700	6 018	2 700— >10 000	5 511	670—5 800	1 407
Dognecea	1 600— 6 000	3 352	3 200— ▷10 000	5 761	27— 600	214
Rușchița *	4 900— 8 200	6 845	110— 437	275	514— 695	593
Brusturi *	7 400—12 600	10 286	1 250— 2 800	1 837	95— 730	426

* După D. Giușcă și colab. (1968, 1973).

Bismutul are valori extrem de variabile, dar în general mari. Aceasta poate fi explicată prin existența unor sulfosăruri de bismut și cupru ca incluziuni submicroscopice. Un exemplu ne este oferit de corpul Antoniu unde calcopirita de la nivelul superior are numai 100 ppm, în timp ce la nivelele intermediare și inferioare, unde calcopirita se asociază intim cu aikinitul, valorile cresc.

Cobaltul și nichelul se află în proporții relativ ridicate și în limite variabile (26—675 ppm, cu $\bar{X}$ = 236 ppm Co; < 10—160 ppm, cu $\bar{X}$ = 51 ppm Ni), față de zăcămintele hidrotermale, ca de exemplu cel de la Brusturi (9—30 ppm Co; 10 ppm Ni); acest fapt sugerează prezumptive minerale de cobalt și nichel ca incluziuni în calcopirită.

Un aspect deosebit este oferit de staniu prin cantitatea mare prezentă în calcopirită, unde atinge 930 ppm; este posibil să existe concrețeri submicroscopice de stannin în calcopirită. Prezența argintului între 17—230 ppm indică o substituție în rețea sau, în cazul unor conținuturi mai mari, minerale purtătoare de argint. Sporadicele apariții de wolfram, telur și molibden, cu valori considerabile, pot fi puse pe seama unor incluziuni de scheelit, telurobismutină și molibdenit.

4. ZONALITATEA SKARNELOR ȘI MINERALIZAȚIILOR ASOCIATE

Fluidele generate de intruziunea laramică au pătruns în formațiunile înconjurătoare în lungul diferitelor elemente structurale. Principala zonă de acces se află în porțiunea de efilare maximă a formațiunilor din autohtonul de Bihor și din unitatea de Băița, unde plutonul laramic ia contact direct cu pînza de Arieșeni (fig. 1). Acest nod structural este responsabil de dirijarea fluidelor cu precădere în lungul elementelor structurale (contacte, fracturi) din unitatea de Băița; eterogenitatea litologică a unității (dolomite și calcare cu frecvente intercalații de argilite și siltite; roci eruptive) a favorizat desfășurarea proceselor metasomatice cu deosebită intensitate.

O astfel de complexitate structurală și litologică explică, într-o anumită măsură, de ce skarnele și mineralizațiile asociate prezintă o intensitate redusă în unitatea de Arieșeni și, poate, chiar în autohtonul de Bihor. Unitatea de Arieșeni, predominant detritică, a reprezentat un ecran

pentru fluide; numai acolo unde ea a luat contact direct cu plutonul laramic a permis circulaţia ascendentă a fluidelor, în lungul sistemelor de fisuri.

La nivelul dolomitelor carniene din unitatea de Băiţa, principala cale de migrare a fluidelor a fost contactul dintre dolomite şi depozitele detritice din bază, cornificate. Deoarece corneenele au ecranat în mare parte fluidele, procesele metasomatice au avut loc îndeosebi în dolomite, extinzîndu-se mult în lungul fracturilor din masa acestora. S-au format astfel corpuri asimetrice de skarne cu aspect *tabular*, la nivelul contactului, şi *coloane*, acolo unde au intervenit deformaţiile rupturale în dolomite (fig. 9).

Reacţiile metasomatice au provocat decarbonatarea dolomitelor în apropierea contactului cu corneenele, însoţită marginal de o dedolomitizare. Rezultă astfel o zonalitate controlată în principal de mobilitatea diferenţiată a componenţilor:

Corneene/grosular ± vezuvian / diopsid / clinohumit, chondrodit ± ± flogopit ± forsterit/calcifir/marmură cu kotoit/marmură cu brucit/ marmură dolomitică.

Este de remarcat poziţia internă şi extinderea discontinuă a zonei de skarne calcice cu grosular şi vezuvian, ca şi limitarea zonei marginale de marmură cu brucit la părţile superioare ale coloanelor.

Mineralizaţiile sînt în cea mai mare parte suprapuse skarnelor, urmărind distribuţia ordonată în spaţiu a acestora. Astfel, în zona skarnelor calcice apomagneziene, cu poziţia cea mai internă, apar concentraţii de molibden şi wolfram (fig. 9). Zona următoare de skarne magneziene cu diopsid, care are extinderea cea mai largă, conţine mineralizaţii de cupru şi wolfram, iar uneori, în partea inferioară a unor coloane metasomatice, aflate mai aproape de principalul canal de acces al fluidelor, îmbogăţiri şi în bismut. Pentru zona externă de skarne magneziene cu forsterit, clinohumit, chondrodit şi flogopit, au afinităţi mineralizaţiile de plumb şi zinc, subordonat de cupru şi wolfram. În metasomatitele formate prin dedolomitizare, cu poziţia cea mai îndepărtată faţă de centrul de emisie a fluidelor, se dezvoltă concentraţii de bor.

În interiorul fiecărei zone de skarne mineralele metalice sînt distribuite destul de neuniform. Cu excepţia mineralizaţiilor de molibden şi wolfram din skarnele calcice apomagneziene, celelalte sînt concentrate preferenţial (de la diseminări la aspecte compacte) la nivelul coloanelor metasomatice. Este un fenomen controlat structural, dar şi de mobilitatea diferită a componenţilor metalici în lungul căii de acces majore. Aceste elemente de control explică şi variaţiile calitative pe verticală ale mineralelor metalice din anumite coloane metasomatice: de la asociaţia Cu-W, dominantă în partea superioară, se trece în adîncime la asociaţia Bi-Cu-W (este cazul coloanei Antoniu); de la asociaţia Pb-Zn-B, caracteristică nivelelor superioare, se ajunge în părţile inferioare la asociaţia Cu-W (este cazul coloanei Baia Roşie). Există, desigur, şi situaţii în care asociaţiile Cu-W (coloana Sturzu) sau Pb-Zn-B (coloanele Marta, Bolfu-Toni, Hoanca Moţului) se menţin pe toată înălţimea corpurilor de skarne.

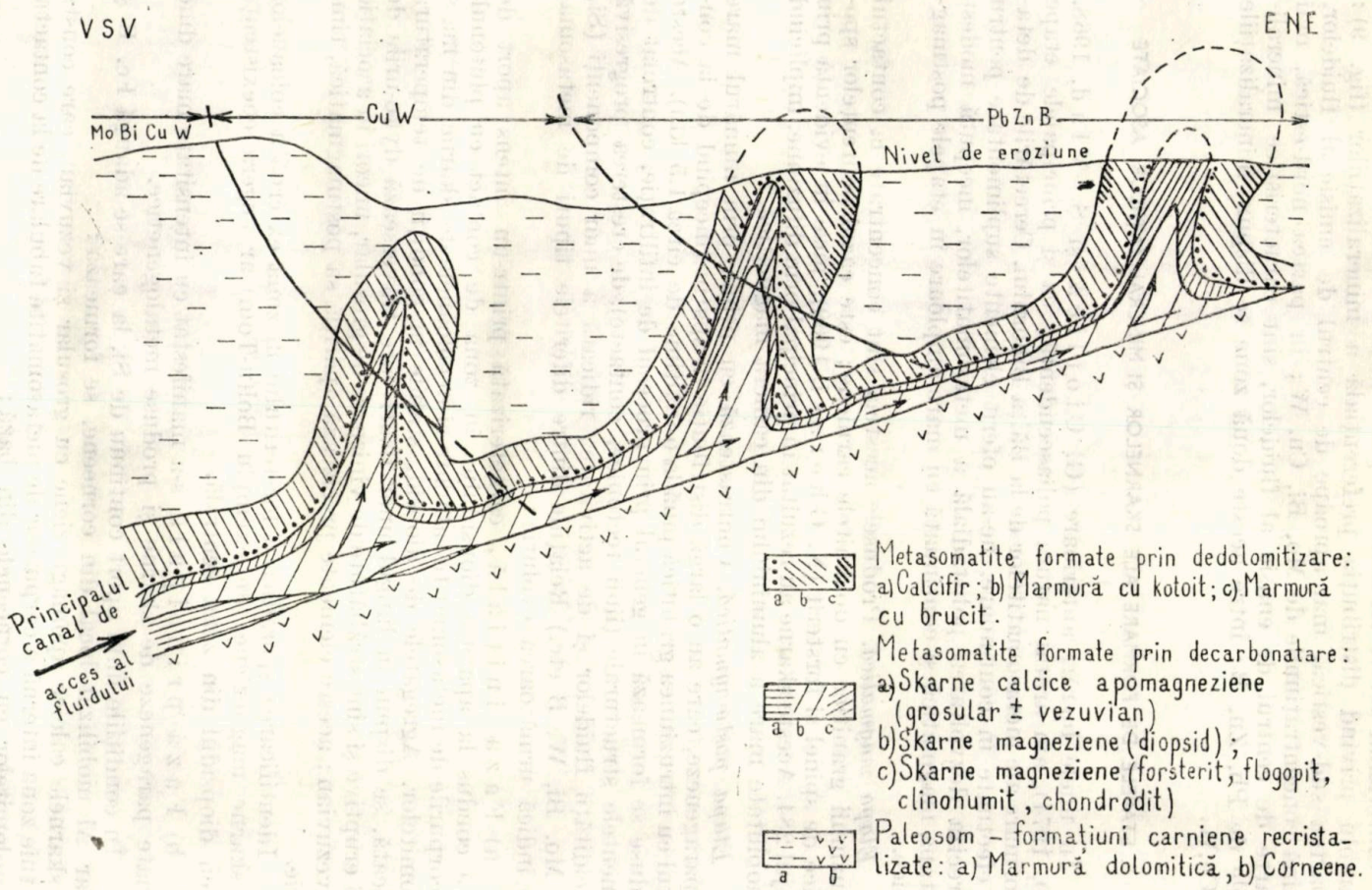

VSV
ENE
Mo Bi Cu W
Cu W
Pb Zn B
Nivel de eroziune
Principalul canal de acces al fluidului
a b c
Metasomatite formate prin dedolomitizare: a) Calcifir; b) Marmură cu kotoit; c) Marmură cu brucit.
Metasomatite formate prin decarbonatare:
a) Skarne calcice apomagneziene (grosular ± vezuvian)
b) Skarne magneziene (diopsid);
c) Skarne magneziene (forsterit, flogopit, clinohumit, chondrodit)
Paleosom – formațiuni carniene recristalizate: a) Marmură dolomitică, b) Corneene.

Fig. 9. — Zonalitatea metasomatitelor din dolomitele carniene.

Sintetizînd aceste elemente se poate obţine următoarea imagine de ansamblu privind distribuţia preferenţială a mineralizaţiilor (fig. 9): în partea sud-vestică, mai aproape de centrul de emisie al fluidelor, domină concentraţiunile de Mo, Bi, Cu, W; în partea nord-estică, mai departe de centrul de emisie al fluidelor, sînt caracteristice mineralizaţiile de Pb, Zn, B; între aceste două zone se dispun mineralizaţiile de Cu,W.

5. ETAPELE DE FORMARE ALE SKARNELOR ŞI MINERALIZAŢIILOR ASOCIATE

În unele lucrări anterioare (G. Cioflica şi Ş. Vlad, 1968, 1970, 1974), am arătat natura poliascendentă, ca şi principalele etape de formare ale metasomatitelor de la Băiţa Bihorului. Cercetările de detaliu, efectuate în continuare, ne-au oferit elemente suplimentare pentru a preciza dezvoltarea polistadială a metasomatitelor, începută modest în etapa magmatică şi continuată cu mare amploare în etapele postmagmatice.

Etapa magmatică. Produsele acesteia sînt concentrate la contactul intruziunii granitice cu dolomitele carniene; este cazul ocurenţelor sporadice de spinel şi forsterit (N. Gherasi, 1969), puse în evidenţă prin forajul 284. Aceste skarne au rezultat în principal prin difuziune, implicînd o mobilitate mare a aluminiului din camera magmatică.

Etapa postmagmatică. Contrastează cu prima prin numărul mare de parageneze, care au o largă distribuţie în spaţiu (începînd de la contactul cu intruziunea granitică pînă la o înălţime de circa 1,5 km). Aceste produse se formează în general prin procesul de infiltraţie, controlat de elementele structurale (linii tectonice, contacte), de creşterea progresivă a acidităţii fluidelor şi de activitatea ridicată a unor componenţi (Si, Fe, Mo, Bi, W, B etc.) Relaţiile dintre diferitele tipuri de metasomatite indică următoarea evoluţie:

a) Faza iniţială, caracterizată printr-un intens aport de Si, a condus la apariţia diopsidului în zona de contact cu plutonul, în corpurile de metasomatite tabulare şi în coloanele de skarne din masa dolomitelor. Agregatele de diopsid, stabile în condiţii de temperatură ridicată, se dispun în lungul unor fisuri care traversează dyke-urile de roci eruptive şi sînt străbătute de vinişoare de grosular, uneori în asociaţie cu vezuvian; aceste elemente precizează apariţia sa postmagmatică, timpurie.

Identificarea sporadică a forsteritului în zona externă a coloanelor de skarne magneziene (de exemplu Bolfu-Toni) ar sugera coexistenţa sa cu diopsidul din zona centrală.

b) Faza principală s-a manifestat cu intensitate mare dînd variate parageneze de skarne şi produse metalogenetice.

În condiţiile unui aport continuu de Si, la care se adaugă Fe, B şi chiar Al mobilizat local din corneene, se formează:

— skarnele calcice apomagneziene cu grosular şi vezuvian, care constituie zona internă a corpurilor de metasomatite tabulare de la contactul dolomitelor cu corneenele din bază;

— agregatele de andraditite din masa skarnelor diopsidice ale coloanelor de metasomatite;
— skarnele cu clinohumit, chondrodit, flogopit ce substituie forsteritul din zona externă de pirometasomatite magneziene;
— marmura cu kotoit din aureola de dedolomitizare.

Perioada finală a acestei faze este marcată prin apariţiile molibdenitului I, bismutinei I şi scheelitului I.

c) Faza subsecventă este cea mai importantă din punct de vedere metalogenetic. Se nasc mineralizaţiile suprapuse skarnelor: molibdenit II, aikinit I, bismutină II, scheelit II, calcopirită I, scheelit III, blendă, galenă, cosalit, bursait, galenobismutină, aikinit II, wittichenit, bornit, calcopirită II, tetradimit, bismut nativ etc. Acestei faze îi aparţin serpentinizările şi talcizările din masa skarnelor magneziene, precum şi formarea ludwigitului, fluoboritului şi ascharitului în aureola de dedolomitizare.

d) Faza tardivă cuprinde numai depuneri de carbonaţi (calcit, manganocalcit, magnezit), atît în corpurile de skarne, cît şi în afara lor.

MAGNESIAN SKARNS AND RELATED ORES FROM BĂIȚA BIHORULUI

SUMMARY

The Laramian granitic pluton from Băiţa Bihorului produced a widespread contact aureole within the Paleo-Mesozoic formations of the Bihor Autochthonous, Băiţa Unit and Arieşeni Unit. Very significant are the metasomatic assemblages developed by replacement of dolomitic host in the Băiţa Unit (fig. 1), various skarn ore bodies (tabular, pipelike, lenselike, veinlike, etc.) resulting in it (fig. 4). They contain mainly magnesian skarns (inner zone of diopside and outer zone where early forsterite was converted into chondrodite, clinohumite); in places calcic skarns formed an innermost zone, replacing diopside. On the other hand, the contact between skarns and dolostones is marked by the outermost metasomatic zone of calciphyre.

The associated ore minerals are scheelite, molybdenite, bismuth minerals, chalcopyrite and Cu sulfides, pyrite, galenite, sphalerite, borates, etc. The hydrothermal alterations are represented by epidote, chlorite, quartz, serpentine, talc, calcite.

The analytical results (fig. 5, 6) show high Zn, Pb and especially Cu values, which contrast to Bi, in the upper part of the metasomatic pipes, whereas Mo has a much larger extent in the tabular skarn bodies. Of these elements, Cu, Zn, Pb exhibit characteristic dispersion aureoles around the sharn bodies (fig. 7).

The study of the trace elements in sulfides (tables 1, 2, 3) indicates high Bi, Te, Ag contents in galenite as well as Cd, Mn, Co in sphalerite and Bi, Co, Ni, Sn in chalcopyrite, data in agreement with similar previous investigations about Laramian ore deposits.

The spatial distribution of the metasomatites across the contact aureole reflects a complex zoning, controlled by a significant deep-seated hot-center, lithologic heterogeneity and fracture system (figs 1, 9). As a result, W + Mo ores are associated with inner grossularite + vesuvianite skarns. The next zone, consisting of diopside skarns, contains Cu + W ± Bi mineralization. Pb + Zn ± Cu ± W ores occur in the outer skarn zone (forsterite, clinohumite, chondrodite, phlogopite), whereas calciphyre and related B minerals are located in the peripheral dedolomitized zone.

The polyascendant evolution of the metasomatic processes determined the following sequence :

— *the magmatic stage* consists of sporadic spinel and forsterite skarns, developed by diffusion in the vicinity of the pluton. Their formation involved high Al mobility ;

— *the postmagmatic stage* has a larger extent, various assemblages occurring generally by infiltration metasomatism. Their evolution required variation of the alcalinity-acidity conditions and supply of Si, Fe, Mo, Bi, W, Cu, B, etc. This stage is divided into four phases :

a) the early phase, performed at high temperature, produced particularly diopside ;

b) the main phase is responsible for both calcic (grandite, vesuvianite) and magnesian (chondrodite, clinohumite, phlogopite) skarns, as well as kotoite marble formation. Early generations of scheelite, molybdenite and bismuthinite exhibit a genetic connection with these skarns ;

c) the subsequent phase is the most significant from the metallogenic viewpoint, new generations of scheelite, molybdenite, bismuthinite, in association with chalcopyrite, aikinite, cosalite, galenite, sphalerite, bornite, tetradymite, etc. superposing on previous skarns. Apomagnesian alterations consist of serpentine, talc, calcite, while ludwigite, szaibelyite, fluoborite were produced in the dedolomitization zone ;

d) the late phase, of very low temperature, contain only carbonate (calcite, Mn-calcite, magnesite) occurrences.

BIBLIOGRAFIE

Bleahu M., Borcoş M., Savu H. (1968), *Notă explicativă, harta geologică* 1 : 200 000, foaia 17, Brad, Com. Stat Geol.

Bateman P. (1965), *Geology and tungsten mineralization of the Bishop district, California*, Geol. Survey Prof. Paper 470.

Cioflica G., Vlad Ş. (1968), *Observaţii asupra skarnelor de la Băiţa Bihorului*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **13**, 1.

— (1970), *La nature polyascendante des métasomatites laramiques de Băiţa Bihorului (M. Apuseni)*, Acta Geol. Hung., *14*.

— (1974), *Laramian Mg- and Ca-skarns from Romania and their mutual relations*, IAGOD meeting, Sept., Varna.

Cioflica G., Vlad Ş., Stoici S. (1971), *Répartition de la minéralisation dans les skarns de Băiţa Bihorului*, Rev. roum. Géol., Géogr., Géoph., Sér. géol., **15**, *1*.

Cioflica G., Vlad Ş., Iosof V., Panican A. (1974), *Metamorfismul termic şi metasomatic al formaţiunilor paleozoice din Unitatea de Arieşeni de la Băiţa Bihorului*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **19**.

Gherasi N. (1969), *Microfaciesuri, metamorfism termic şi metasomatic în bazinul superior a Crişului Negru*, D.S. Inst. geol., **54**, *3*.

GIUȘCĂ D., VOLANSCHI ERNESTINA (1968), *Contribuții la studiul geochimic al zăcămîntului de sulfuri polimetalice de la Rușchița (Poiana Ruscă)*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **13**, *1*.

— (1971), *Contribuții la studiul geochimic al blendelor și galenelor din zăcămintele polimetalice alpine din România*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **16**, *1*.

GIUȘCĂ D., BERBELEAC I., IONESCU OLGA, VOLANSCHI E. (1973), *Considerațiuni mineralogice și geochimice asupra zăcămîntului de sulfuri polimetalice de la Brusturi (Munții Bihor)*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **18**, *1*.

POSEPNY F. (1874), *Geologisch-montanische Studie der Erzlagerstättenlehre von Rézbánya*, Budapest.

PERMINGEAT F. (1957), *Le gisement de molybdène, tungstène et cuivre d'Azegour (Haut Atlas)*, Notes et mémoires, *141*.

STOICI S. (1972), *Kotoit von Băița Bihorului*, Freib. Forsch., C, *293*, 85—90.

— (1974), *Studiul geologic și petrografic al bazinului superior al Crișului Negru—Băița Bihor, cu privire specială asupra mineralizației de bor și a skarnelor magneziene*, St. tehn. ec. Inst. geol., ser. 1, *7*.

STOICOVICI E., STOICI S. (1969), *Contribuții la cunoașterea mineralizației de bor din bazinul superior al Crișului Negru (Băița Bihor)*, Stud. Univ., „Babeș-Bolyai", Ser. geol., geogr., *2*.

— (1971), *Contribuții la cunoașterea mineralizației cuprifere de la Băița Bihor*, Rev. min., *7*.

Primit în redacție la 2 februarie 1976

Universitatea București
Facultatea de geologie-geografie
și
Institutul de geologie și geofizică

STRUCTURI DE PIPE IN ZĂCĂMINTELE DE SULFURI POLIMETALICE DE LA RODNA VECHE

DE

M. SOCOLESCU, FL. DIACONU, P. VARGA

Cercetările și studiile noastre întreprinse în decursul anilor 1957—1974 ne-au dat posibilitatea să descifrăm anumite structuri de pipe în zăcămintele de sulfuri polimetalice de la Rodna Veche. Ne referim la zăcămîntul în exploatare de la Izvorul Băilor și cele în curs de explorare de la Cobășel și de la Izvorul Roșu.

Zăcămîntul de la Izvorul Băilor este deschis prin galerii de coastă pe versantul vestic al culmii Curățel, iar zăcămîntul Cobășel pe versantul estic al aceleiași culmi, către valea Cobășel. Zăcămîntul Izvorul Roșu se află cuprins între pîraiele Izvorul Roșu și Izvorul Băilor, deasupra confluenței lor (fig. 1).

Dintre cercetătorii care au scris despre zăcămintele de la Rodna Veche citățm: F. V. Richthofen (1860), C. Beust (1869), F. Poseƀny (1865, 1870), P. Roszloznik (1907), K. A. Weber

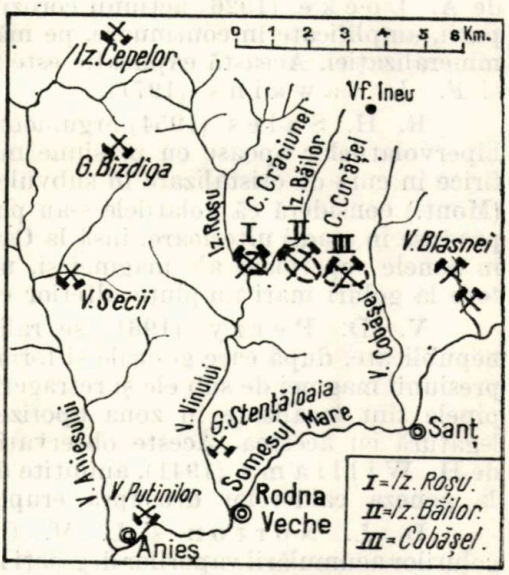


Fig. 1. — Localizarea pipelor de minereu în Munții Rodnei.

(1915), T. P. Ghițulescu (1929—1930), St. Ghika-Budești (1951—1953, 1953—1954) și G. Gh. Udubașa (1970). În lucrarea sa (1970), G. Gh. Udubașa prezintă o sinteză clară a problemelor mineralizației în cadrul datelor existente, completate cu unele observații de valoare. El ia în considerație importanța breciei legată de procese de

explozie subterană în legătură cu erupţiile de andezite, aceasta constituind un mediu permeabil pentru soluţiile mineralizante din care s-a depus pirita, precum şi importanţa calcarelor cristaline albe şi cenuşii care, respectiv, au format paleosoma pentru depunerea blendei, galenei şi pirotinei. De asemenea, el menţionează prezenţa skarnelor în mina Cobăşel.

STRUCTURA DE PIPĂ DE BRECIE

P. Routhier, în *Les gisements métallifères* (1963), utilizează denumirea de pipă pentru un tip morfologic de corp de brecie format prin prăbuşire (éffondrement = collapse structure), asemănător îngrămădirii haotice a bucăţilor de rocă de dimensiuni diferite din abatajele lucrărilor miniere. El dă ca exemplu zăcămîntul de wolfram de la Puy les Vignes (Haute Vienne). În acesta distinge două structuri de pipă întretăiate parţial şi traversate de mai multe filoane.

În literatura de specialitate, pipele sînt considerate în general ca structuri de prăbuşire a fragmentelor de roci de diferite dimensiuni, în legătură cu crearea unor goluri în formaţiunile geologice de la anumite adîncimi.

Golurile create în formaţiunile geologice adînci au fost atribuite de A. Locke (1926) acţiunii corozive a unor soluţii hidrotermale timpurii, amplificate în continuare, pe măsura formării breciei şi intervenţiei mineralizaţiei. Această explicaţie este formulată şi de R. H. Sillitoe şi F. J. Sawkins (1971).

R. H. Sales (1954) argumentează geneza golurilor prin acţiunea hipervolatilelor apoase cu presiune mare, diferenţiate din magmele porfirice în curs de cristalizare în subvulcani sub cuverturi etanşe. La Butte (Mont.) consideră că volatilele s-au putut degaja prin fisuraţii şi fracturi produse în stadii ulterioare, însă la Cananea presiunea vaporilor a crescut în zonele superioare ale magmei şi, negăsind cale de ieşire, au dat naştere la goluri mari umplute ulterior cu brecii de prăbuşire.

V. D. Perry (1961) se raliază observaţiilor lui Mulchay, nepublicate, după care golurile şi formarea breciei se datoresc descreşterii presiunii magmei de sub ele şi retragerii magmei în adîncime. La Cananea, pipele sînt localizate în zona apofizelor porfirelor cuarţifere şi sînt în legătură cu acestea. Aceste observaţii concordă cu concluziile obţinute de H. Williams (1941), amintite de L. U. Sitter (1964) cu privire la geneza calderelor deasupra erupţiunilor ratate.

D. L. Norton şi L. M. Cathles (1973) atribuie formarea golurilor acumulării vaporilor degajaţi la partea apicală a plutonilor magmatici în curs de ridicare către suprafaţă pînă sub un înveliş rece şi la presiune mai scăzută. În spaţiul închis, format prin acumularea apei şi vaporilor, se prăbuşesc blocuri din înveliş pînă la umplerea sa cu fragmente. Prin prăbuşiri succesive, spaţiul cu brecie se măreşte şi se deschide către suprafaţă, permiţînd pătrunderea apelor din zonele învecinate şi a soluţiilor hidrotermale agresive faţă de brecie. W. S. Burbank (1941) descrie relaţia dintre geneza pipelor mineralizate din Red Mountain (Col.) şi formarea calderei Silverton în legătură cu magmatismul.

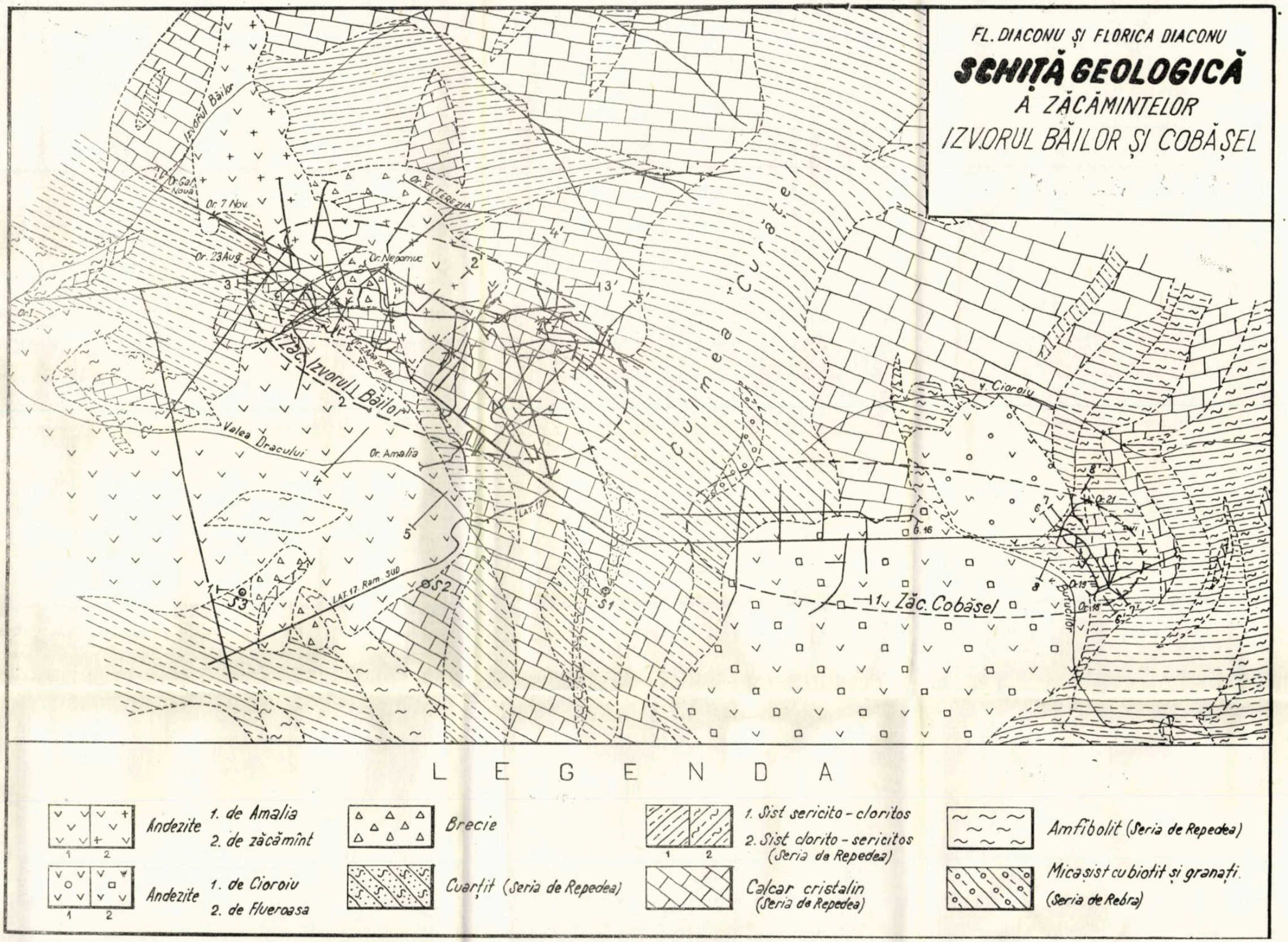
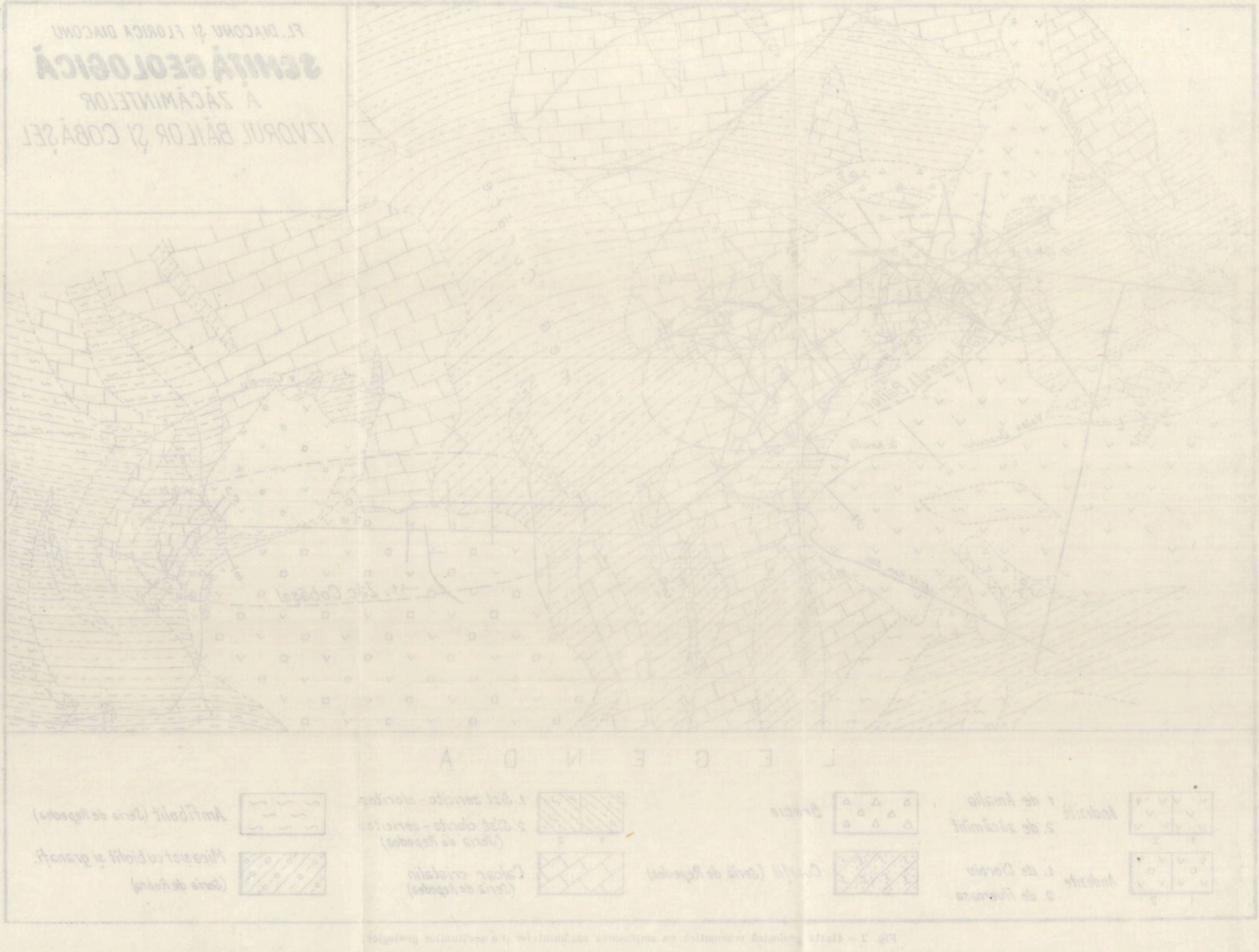


Fig. 2 — Harta geologică schematică cu amplasarea zăcămintelor și a secțiunilor geologice.



Pipele de brecie descrise ca zăcăminte prezintă structuri, de obicei mai dezvoltate pe verticală, cu contururi orizontale poligonale sau rotunjite și diametre diferite, de la cîțiva zeci de metri pînă la kilometri. Forma depinde în mare parte de structura și parametrii mecanici ai rocilor în care sînt cuprinse, uneori prezentînd extinderi și forme capricioase în legătură cu fracturile din rocile înconjurătoare (Whinn Hill brecia, Santa Rita-New Mexico) (L.U. Sitter, 1964).

Pipele cu mineralizații pot fi simple și izolate, ca de exemplu la Cananea-Sonora (V. D. Perry, 1961) sau în Chile (L. Norton, L. M. Cathles, 1973). Ele pot să se succeadă în timp în jurul unei axe centrale, ca de exemplu la El Salvador (Chile) (W. H. Swayne, F. Trask, 1960), sau să se întretaie parțial, ca de exemplu la Braden (Chile) (H. Howell, S. J. Molloy, 1960) sau la Toquepala (Peru) (J. Richard, J. H. Courtwright, 1958). Adesea pipele cu mineralizații pot prezenta structuri foarte complicate, ca urmare a intervenției unor corpuri sau apofize magmatice, a unor modificări în formarea minereului și în special a prăbușirilor succesive. O mare parte din pipele mineralizate sînt în legături cu roci porfirice cuarțifere, iar minereul este cuprifer, dar se cunosc pipe cu minereu plumbo-zincifer la Cananea Duluth (W. D. Perry, 1961), cu minereu complex cu mult germaniu în zăcămîntul Tsumeb (W. D. Perry, 1961), cu wolfram în zăcămîntul Puy les Vignes (Haute Vienne) (P. Routhier, 1963), cu molibden în zăcămîntul Climax (P. Routhier, 1963), cu minereu de uraniu în zăcămîntul Woodrow (Mont) (W. D. Perry, 1961) etc.

GEOLOGIA ZĂCĂMINTELOR DE LA RODNA VECHE

Zăcămintele de la Izvorul Băilor, Cobășel și Izvorul Roșu sînt situate în structuri geologice complicate, unde diferite șisturi metamorfice în alternanță cu calcare cristaline au fost deranjate și pătrunse de corpuri magmatice. Interpretările făcute în schița geologică din figura 2 și în

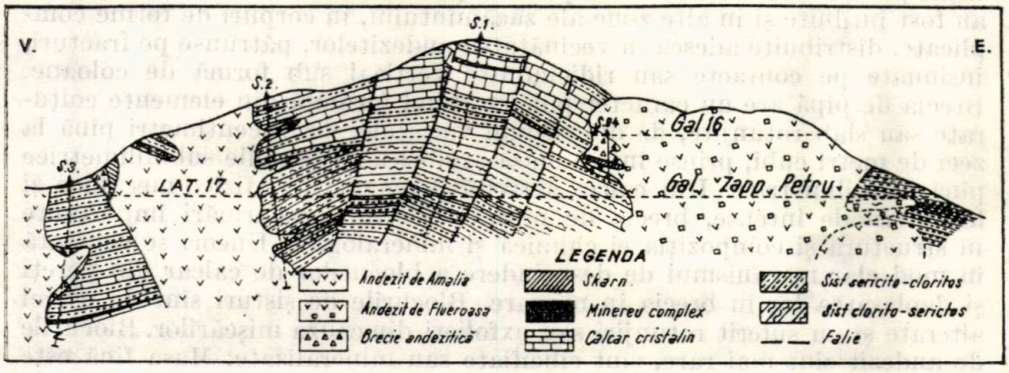


Fig. 3. — Secțiune geologică prin forajele adînci.

secțiunile geologice din figurile 3 și 4 arată, în linii mari, distribuția rocilor. Rocile metamorfice aparțin, după H. G. Kräutner (1968), aproape în întregime seriei de Repedea și sînt descrise în mod de aliat de Th.

Kräutner (1938). Un mic petic de micașisturi cu granați a rămas pe culmea Curățel, dovedind că stiva de micașisturi cu granați, groasă de peste 300 m, cunoscută în zona vîrfului Ineu (2280 m) și aparținînd după H. G. Kräutner (1968), seriei de Rebra, a acoperit și această zonă. Succesiunea stratigrafică pe cel puțin 500 m cuprinde faciesuri diferite de șisturi sericitoase, uneori cloritoase, silicioase, slab grafitoase sau bogate în carbonați, cu treceri la amfibolite sau cuprinzînd intercalații de calcare cristaline albe, cenușii, slab grafitoase sau gălbui slab șistoase. Intercalațiile de calcare cristaline sau faciesurile de șisturi cristaline, în general, prezintă variații mari pe orizontală, mergînd pînă la efilare, sau prezintă treceri laterale de la un facies la altul. Rocile metamorfice sînt dislocate de un sistem de falii mari orientate NNE—SSV și cu cădere mare către vest, reprezentînd o subîmpingere către vest, precum și de numeroase falii secundare cu poziții diferite.

În zăcămîntul de la Izvorul Băilor, după cum se arată în secțiunile din figurile 5, 6 și 7, stratul de calcar cristalin alb de la partea superioară a zăcămîntului, deasupra axei acestuia, a suferit o îndoire, accentuată de un sistem de fracturi dirijate NV—SE. Sub acest calcar, șisturile în alternanță cu calcarele cristaline prezintă aspectul de prăbușire, sînt fracturate intens și în general păstrează înclinări mari către axa zăcămîntului. În axa zăcămîntului se găsește un corp de andezit cu amfiboli puternic propilitizat și caolinizat, prezentînd o structură arborescentă cu ramificații diferite, pătrunse pe fracturi sau insinuate pe contactele dintre formațiuni.

În partea de sud-vest a zăcămîntului se află un alt corp mare de andezit cu amfiboli propilitizat, în parte caolinizat și silicifiat, fără diferențe semnificative față de primul. Acesta din urmă a fost denumit andezit de Amalia, iar primul andezit de zăcămînt. Atît andezitele, cît și rocile metamorfice din cadrul zăcămîntului, în anumite zone, prezintă fisurații complicate și aspect de zdrobire.

În partea de nord-vest a zăcămîntului se găsește un corp important de brecie de pipă (fig. 5), prezentînd o formă de armonică verticală cu lățiri pînă la 400 m și cu o înălțime de peste 400 m. Brecii asemănătoare au fost întîlnite și în alte zone ale zăcămîntului, în corpuri de forme complicate, distribuite adesea în vecinătatea andezitelor, pătrunse pe fracturi, insinuate pe contacte sau ridicîndu-se vertical sub formă de coloane. Brecia de pipă are un caracter poligen, fiind formată din elemente colțurate sau slab rotunjite, de dimensiuni variabile, de la centimetri pînă la zeci de metri cubi, prinse într-o masă argilitică cu granule submilimetrice pînă la milimetrice. Din cauza activității magmatice, fizico-mecanice și hidrotermale intense, brecia de pipă a suferit transformări importante în structura și compoziția ei chimică și mineralogică. Uneori se constată în mod clar mecanismul de desprindere a blocurilor de calcar din pereți și deplasarea lor în brecia în mișcare. Blocurile de șisturi sînt de obicei alterate și au suferit rotunjiri sau exfolieri din cauza mișcărilor. Blocurile de andezit sînt mai rare, sînt silicifiate sau mineralizate. Masa fină este alterată intens și cuprinde cristale de cuarț, de minereu sau cristale lamelare și prismatice, transformate în minerale argilitice, sericit, clorit sau carbonați. Masa este formată uneori din fișii subțiri mai bogate în agregate de cuarț, alternînd cu fișii alcătuite din sericit, caolin, clorit și hidromice, adesea însoțite de agregate de minereuri (pirită, blendă, galenă,

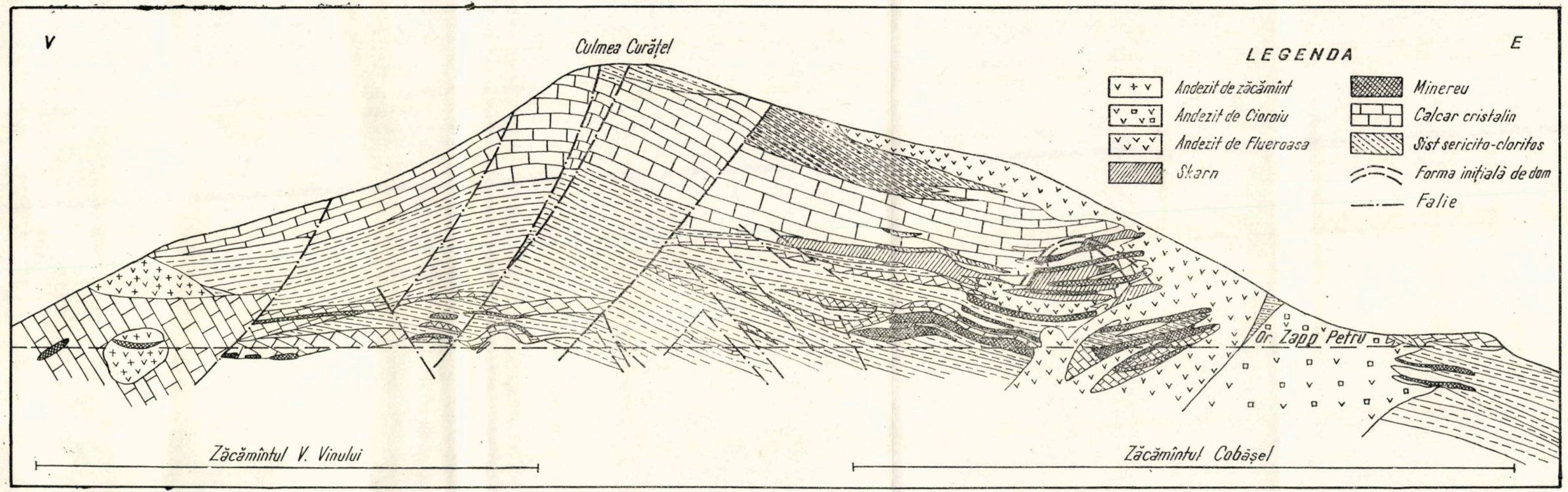


Fig. 4. — Secțiune geologică prin lucrările miniere.

LEGENDA

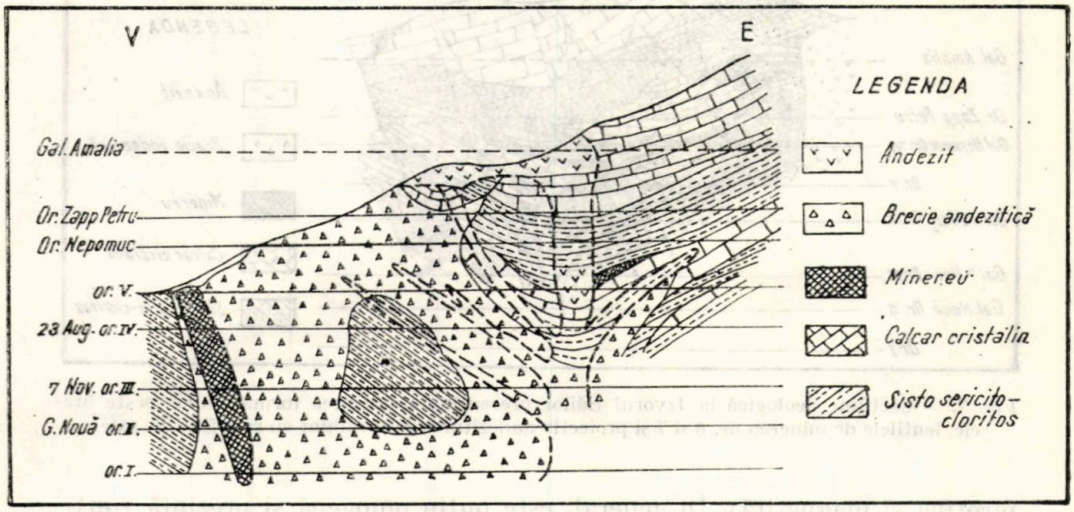


Fig. 5. — Secțiune geologică la Izvorul Băilor prin corpul de brecie principal, lentila de minereu nr. 2 și proiecția corpului de andezit de zăcământ.

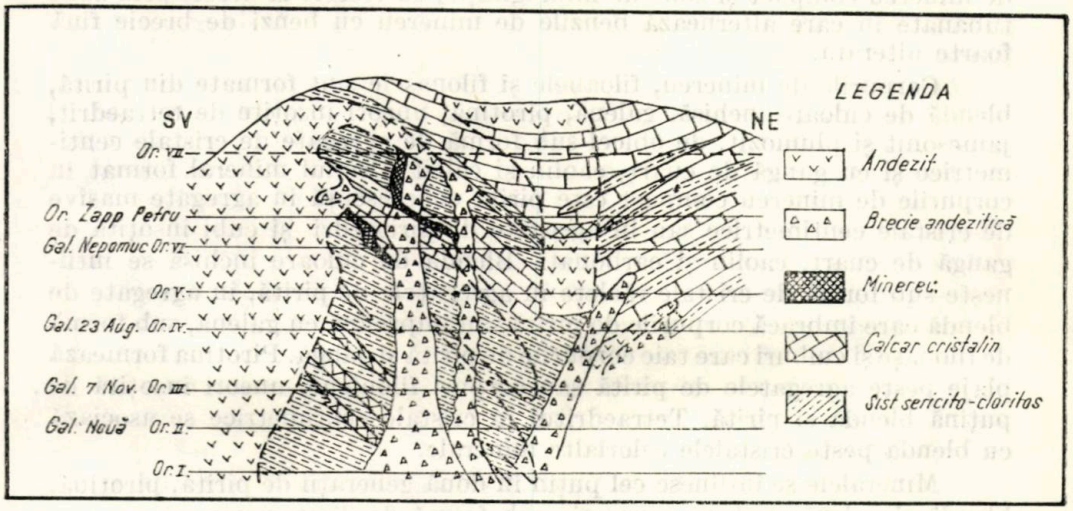


Fig. 6. — Secțiune geologică la Izvorul Băilor prezentînd prăbușirea formațiunilor, coloane de brecie, proiecția corpului de andezit de zăcământ și parte din lentila de minereu nr. 5.

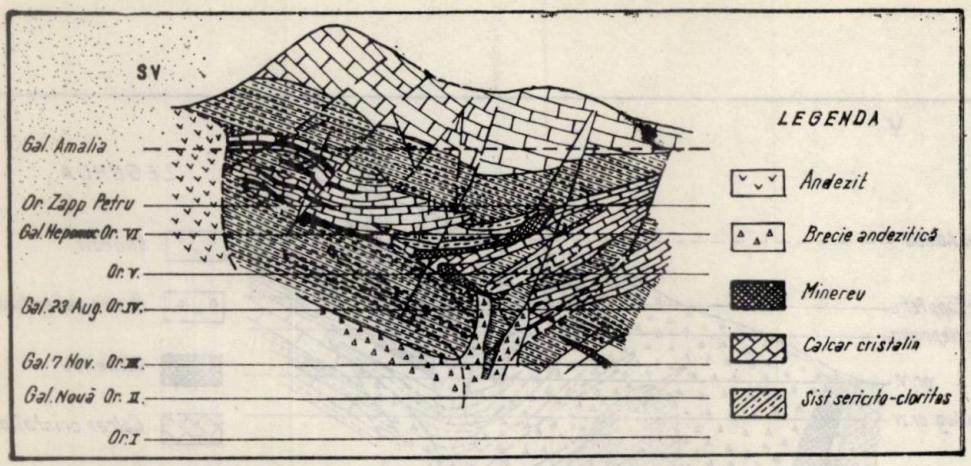


Fig. 7. — Secțiune geologică la Izvorul Băilor prezentînd prăbușirea formațiunilor peste brecie, lentilele de minereu nr. 6 și 7 și proiecția andezitului de zăcămînt cu ramificațiile sale.

pirotină și magnetită). În general, este puțin omogenă și prezintă zonări și microzonări, uneori cu aspect de aureole sau de concrețiuni cu caracter de silicifiere, caolinizare sau mineralizare. Se disting zone de brecii mai bogate în blocuri pînă la zone formate exclusiv din masa fină, acestea din urmă sugerînd o formă de curent cu lățimi pînă la 2 m, dovedind circulația lor pe verticală printre celelalte tipuri de brecie. În vecinătatea calcarelor cristaline sau a andezitului, în brecie s-au localizat corpuri de minereu compact și zone de impregnație, cu treceri la brecie prin zone rubanate în care alternează benzile de minereu cu benzi de brecie fină foarte alterată.

Corpurile de minereu, filoanele și filonașele sînt formate din pirită, blendă de culoare închisă, galenă, pirotină, uneori însoțite de tetraedrit, jamesonit și plumozit, de obicei sub formă de agregate de cristale centimetrice și cu gangă de cuarț, caolin și calcit. Primul mineral format în corpurile de minereu compact este pirita concrescută în agregate masive de cristale centimetrice sau în agregate de piritoedri și cubi însoțită de gangă de cuarț, caolin și carbonați. Blenda de culoare închisă se întîlnește sub formă de cristale răzlețe în agregatele de pirită, în agregate de blendă care îmbracă corpurile de pirită sau împreună cu galena, sub formă de filonașe și cuiburi care taie corpurile de pirită și ganga. Pirotina formează plaje peste agregatele de pirită sau corpuri filoniene, uneori însoțită de puțină blendă și pirită. Tetraedritul în cristale centimetrice se asociază cu blenda peste cristalele celorlalte minerale.

Mineralele se întîlnesc cel puțin în două generații de pirită, pirotină, blendă și galenă, a doua generație sub formă de diseminație.

Figura 5 arată o secțiune prin lentila de minereu nr. 2, aflată în corpul de brecie. Lentila cuprinde pirită masivă cu unele treceri la minereu de pirită, blendă și galenă cu gangă de cuarț, caolin și carbonați.

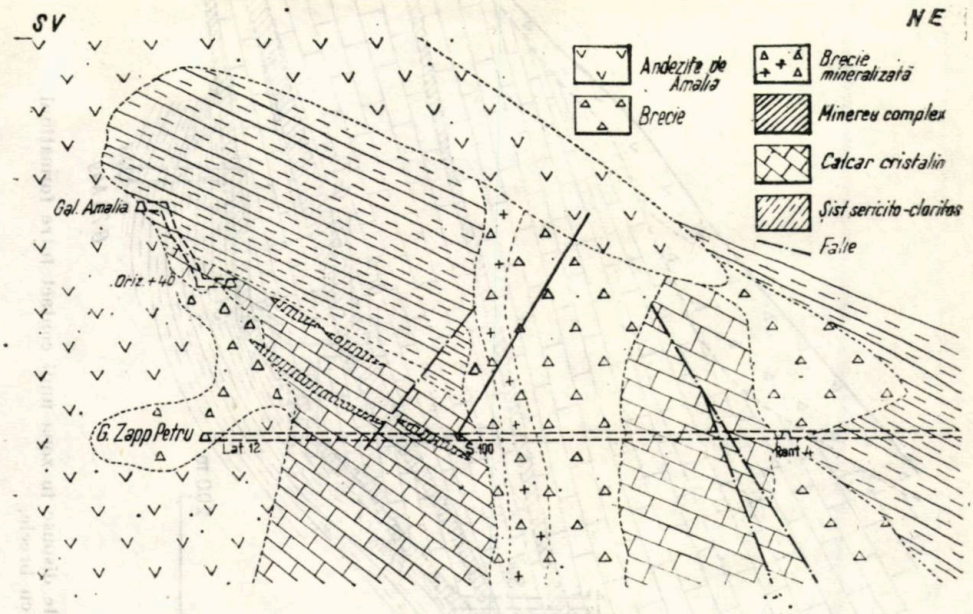


Fig. 8. — Detalii din figura 6 cu o coloană de brecie purtînd în interior o zonă cu minereu.

Figura 8 cuprinde un detaliu al secțiunii din figura 6 cu corpuri lenticulare mici de minereu de sulfuri complexe interstratificate și cu o coloană de brecie de pipă cuprinzînd o zonă mineralizată.

Figura 9 prezintă o secțiune prin lentila de minereu nr. 5, formată din structuri filoniene de pirită, pirotină, blendă și galenă sub forma interstratificate pe contacte și ramificate în calcarele cristaline albe.

Figura 10 cuprinde o secțiune prin lentila nr. 4, reprezentată printr-un corp de agregate de pirită compactă și zone de impregnație cu pirită, blendă și galenă aflat în brecia de pipă, și prin lentila nr. 5, reprezentată printr-un filon extins pe contacte, cuprinzînd blendă, galenă, pirotină și pirită.

Partea centrală a *zăcămîntului Cobășel* (fig. 2) este localizată între corpurile de andezit cu amfiboli de Flueroasa și de Cioroiu. Andezitul de Cioroiu este propilitizat intens și, în parte, caolinizat, iar andezitul de Flueroasa este mai alterat, de culoare mai deschisă, are fenocristale ceva mai mari și în zonele de mineralizație prezintă diseminări de pirită, blendă, granați și este uneori silicifiat.

În secțiunile din figurile 3 și 11, construite cu datele din galeria Zapp Petru, galeria 16 și numeroase foraje subterane verticale scurte, sînt arătate prăbușiri ale formațiunilor geologice din zona zăcămîntului, ceea ce a permis pătrunderea sillurilor și ramificațiilor andezitelor de Flueroasa și de Cioroiu între stratele separate. Întregul sector este afectat intens de activitatea pirometasomatică și hidrotermală. Pe multe contacte ale stratelor de calcar cristalin sau ale andezitelor s-au format zone de skarn granatifer și silicios, iar șisturile și andezitele prezintă zone de biotitizare, epidotizare și silicifiere. În zona centrală a secțiunii din figura 11

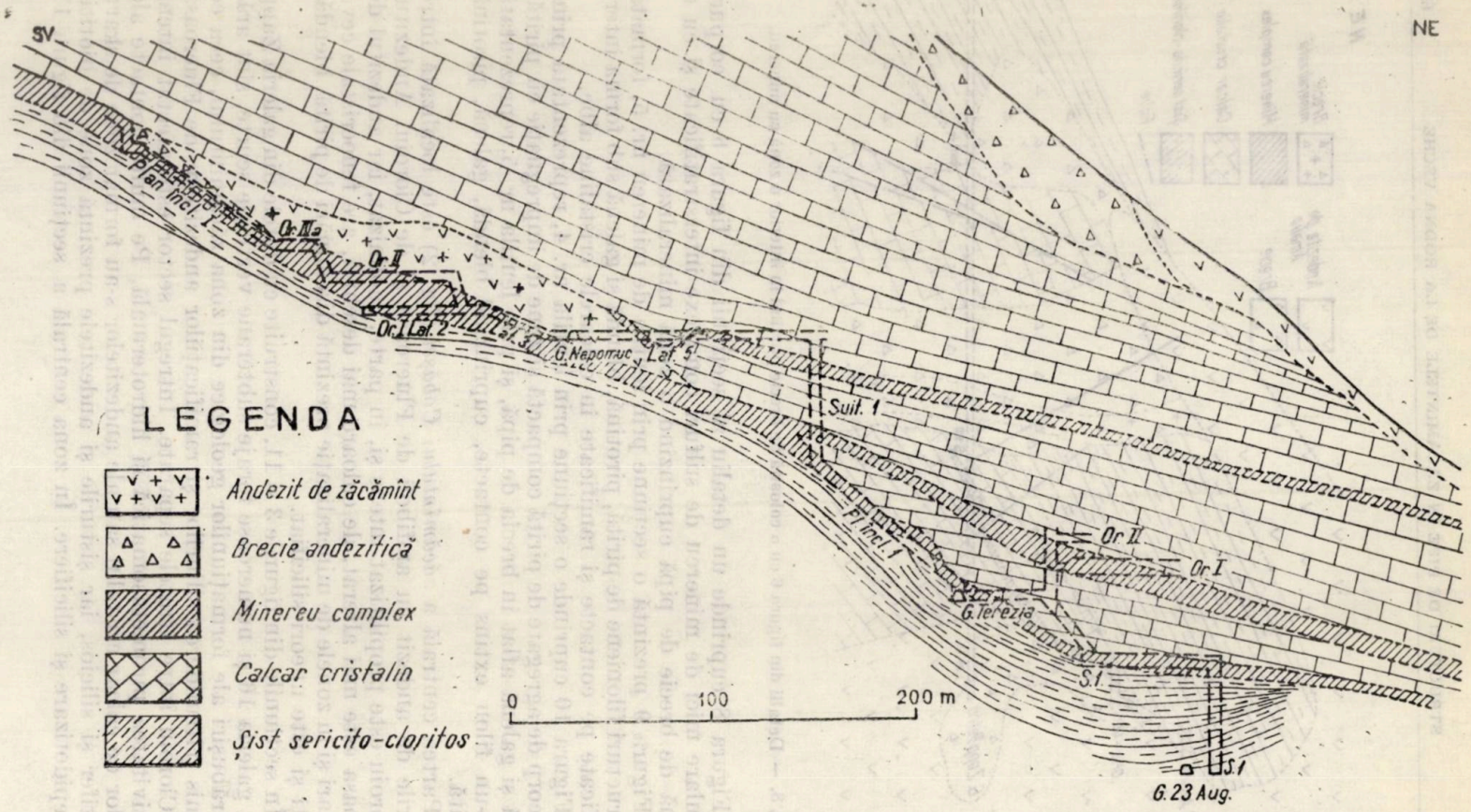


Fig. 9. — Secțiune prin lentila de minereu nr. 5 cu ramificațiile dispuse în zona unui contact între formațiuni împreună cu andezit și cu brecie.

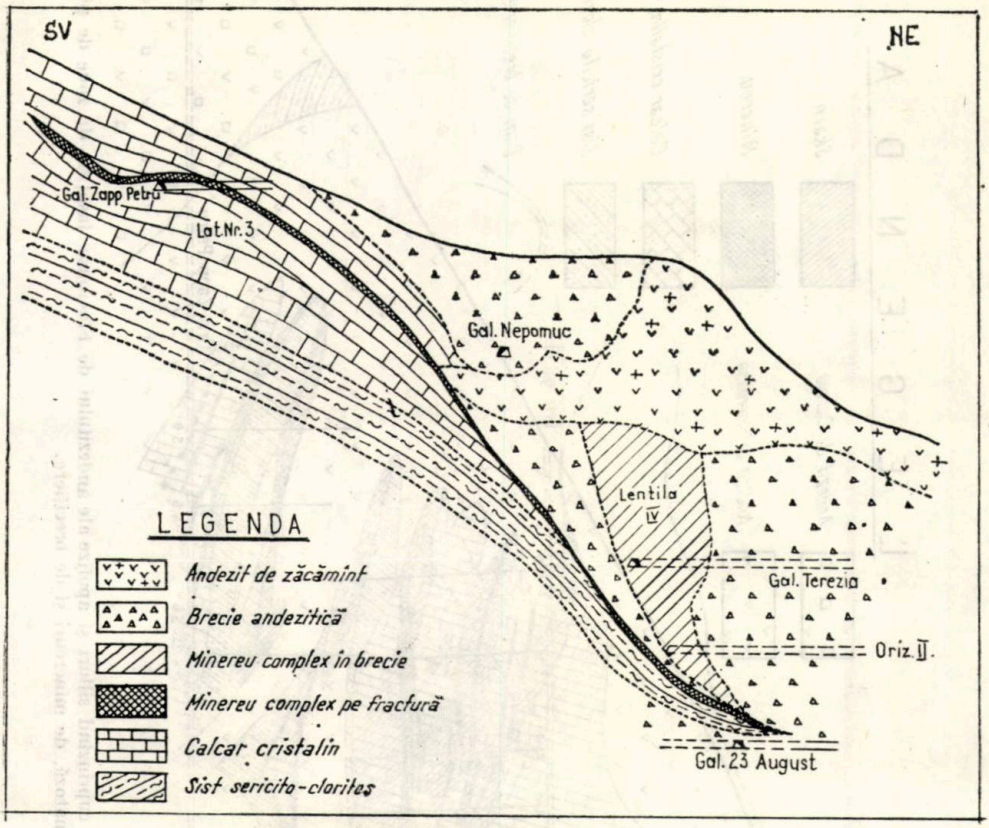


Fig. 10. — Secțiune prin lentila de minereu nr. 4 formată în brecie și parte din lentila nr. 5

se găsește o structură de brecie. Brecifieri importante apar îndeosebi pe zonele contactelor andezitelor.

Întreaga zonă de prăbușire este impregnată cu sulfuri. Pirita însoțită de pirotină și uneori de magnetită sau de blendă formează lentile pe contacte, cuiburi în zonele de zdrobire, vinișoare și filonașe pe fisuri, și, în general, impregnații diferite în toată zona alterată. Pirita, pirotina, magnetita, oligistul și uneori calcopirita și blenda însoțesc de obicei skarnele; pe lîngă aceste minerale, în zonele alterate hidrotermal apare și galenă. În partea de est a zăcămîntului, în sillurile și ramificațiile andezitului de Cioroiu sau lîngă ele, s-au format corpuri lenticulare întinse de pirită, uneori însoțită de magnetită și puțină calcopirită. Uneori silluri de andezit breciate sînt cimentate cu pirită.

Zăcămîntul de la Izvorul Roșu cuprinde restul unor lucrări miniere vechi din vecinătatea suprafeței, iar o galerie de explorare a întîlnit minereu de impregnație piritos cu galenă și blendă la două nivele lîngă calcare cristaline cenușii cu cădere spre nord. Cercetările geologice de suprafață arată existența unei prăbușiri importante în sectorul acestui zăcămînt.

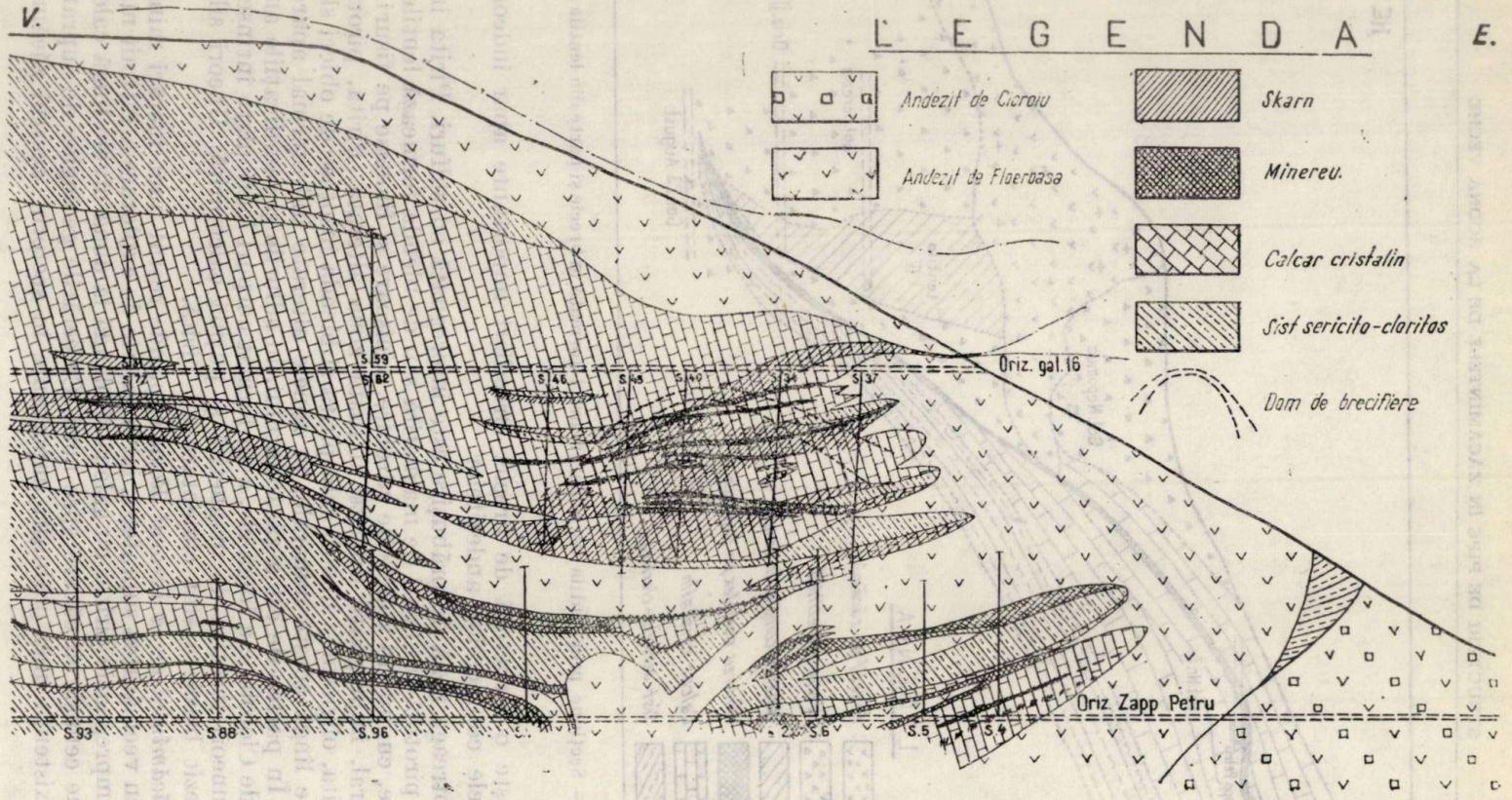


Fig. 11. — Secțiune combinată prin zăcămîntul Cobășel, cuprinzînd silluri și apofize ale andezitului de Flueroasa însoțite de zone de piro-metasomatoză, de minereuri și de brecifiere.

FORMAREA PIPELOR DE BRECIE ȘI GENEZA ZĂCĂMINTULUI

Orogeneza din miocenul mediu (stirică) în legătură cu ridicarea Masivului Rodnei a înlesnit localizarea unor subvulcani în regiunea zăcămintelor de sulfuri polimetalice de la Izvorul Băilor, Izvorul Roșu și Cobășel.

La *Izvorul Băilor* se distinge o primă fază cuprinzînd sillurile complicate de andezit cu amfiboli și biotit pătrunse în șisturile epimetamorfice de la Cascada Dracului. Aceasta dovedește punerea lor în loc sub presiune sub un înveliș gros și în condiții de mișcare a șisturilor sericito-cloritoase. A doua fază cuprinde andezitul de Amalia dintr-un corp principal în partea de SV a zăcămîntului și un sistem de apofize și dyke-uri în partea de SVV de acesta.

Între andezitul de Amalia și andezitul de la NE se află un spațiu lat de peste 300 m, ocupat de brecia de pipă sau formațiunile metamorfice prăbușite peste zona de brecie. În special fracțiunea fină, cu aspect de tuf, este formată, în mare parte, din elemente provenite din alterarea unei sticle andezitice, însoțită de cristale foarte alterate avînd contururi de feldspat și probabil de amfibol și biotit. Considerăm că în acest spațiu au avut loc expandări (explozii) diferite care au pulverizat o venire de andezit cu amfibol constituind faza III. Argumente pentru acceptarea acestei faze sînt : cantitatea foarte mare de material andezitic din breciile de pipă, caracterul de prăbușire și mobilitate a breciei de pipă și a formațiunilor cuprinse peste ea și forma venirii ulterioare de andezit (faza IV) cu amfibol cu ramificații pătrunse prin brecia de pipă și formațiunile prăbușite.

Structura arborescentă a ramificațiilor andezitului cu amfiboli din faza IV (denumit de noi andezit de zăcămînt) dovedește presiunea mare la care a fost supus andezitul sub înveliș etanș.

Cercetători anteriori (T. P. Ghițulescu, 1929—1930; Gh. Udubașa, 1970) amintesc de caracterul de explozie al breciei de la Rodna. În adevăr, numai o energie dată de expandare putea să mărunțească, într-un timp relativ scurt, o cantitate așa mare de andezit și alte roci care constituie materialul fin al breciei de pipă. Cauza expandării, conform celor arătate anterior (R. H. Sillitoe, F. I. Sawkins 1971; V. D. Perry, 1961; L. Norton, L. M. Cathles, 1973), o constituie formarea unui fel de vid deasupra coloanei de magmă atunci cînd presiunea magmei scade. Vacuolele fine cu vapori de apă sau gaze sub presiune mare, din partea superioară a magmei vîscoase, din cauza scăderii presiunii se expandează pulverizînd învelișul lor. Golul în care se adună vaporii și apa de condensare, dacă este etanș, favorizează prăbușirea în el a blocurilor și fragmentelor din pereți și în special din tavan, dînd naștere structurilor de bolți și ogive de prăbușire sau la prăbușiri în serie a stratelor de la partea superioară a golurilor.

Mineralizația metaliferă formînd minereuri s-a depus probabil începînd după venirea andezitului de Amalia, deoarece fragmente de minereu piritos au fost găsite în brecia de pipă împreună cu fragmente de andezit de Amalia. În timpul consolidării unor părți din brecie a intervenit mineralizația hidrotermală, producînd corpuri de minereu în această brecie. Cantitățile cele mai mari de minereu s-au format după consolidarea ande-

zitului de zăcămînt, deoarece în legătură cu ramificaţiile acestui corp de andezit se găsesc numeroase lentile principale de minereu. Se deduce astfel existenţa unei perioade îndelungate a depunerii sulfurilor polimetalice, însoţite în general de gangă de cuarţ, puţini carbonaţi şi caolin. În această perioadă, probabil în legătură cu contracţiunea magmelor în curs de consolidare şi răcire sau cu alte mişcări tectonice de scufundare, a continuat fenomenul de prăbuşire lentă, provocînd fracturări, mişcări în brecie şi mici scăderi de presiune în care au fost atrase soluţii hidrotermale agresive, precum şi depunerile de minereu. Către sfîrşitul activităţii hidrotermale s-a făcut legătură cu suprafaţa, astfel ca soluţiile hidrotermale au evacuat materialul dizolvat din rocile traversate.

La Cobăşel a fost pus în loc, la început, corpul de andezit subvulcanic de Cioroiu sub învelişul etanş şi greu, format din micaşistul cu granaţi. În acest mod se explică trimiterea de silluri şi apofize în şisturile sericito-cloritoase sau clorito-sericitoase de la SE. Probabil în timpul venirii lui s-au produs mici scufundări, permiţînd insinuarea sillurilor, cînd andezitul este destul de fluid.

După consolidarea andezitului de Ciororiu intervin către SE probabil mineralizatori de temperatură ridicată şi totodată magma andezitului de Flueroasa sub o formă destul de fluidă. Fiind oprită sub învelişul etanş, magma pătrunde lateral sub formă de silluri, apofize şi lentile mai mari, cel puţin în partea de nord, astfel cum se constată în secţiunile din figurile 3 şi 11. Partea superioară a pătrunderii către nord (fig. 3) a fost în mare parte erodată, rămînînd sillurile şi apofizele de sub ea. Toate sillurile şi ramificaţiile către nord a andezitului de Flueroasa marchează o prăbuşire importantă estimată la 200 m, în zona centrală a zăcămîntului. Această prăbuşire a fost probabil ceva mai rapidă la început, favorizînd insinuarea sillurilor şi ramificaţiilor andezitului, şi s-a continuat apoi lent pe măsură ce andezitul se consolida şi interveneau mineralizatorii cu temperatură ridicată. Astfel, au avut loc fenomenele pirometasomatice cu formări de skarne granatifere, cu actinot, epidot, mineralizate cu magnetită, hematit, pirotină şi pirită. În şisturile sericito-cloritoase se constată frecvent biotitizare şi epidotizare intensă.

Prăbuşirile se extind şi în partea de est în zona sillurilor andezitului de Cioroiu. Către această zonă se extinde o ramificaţie a andezitului de Flueroasa, iar uneori părţi din sillurile subţiri de andezit de Cioroiu sînt transformate în brecie cimentată cu pirită.

CONCLUZII

Structurile de pipe din zăcămintele de sulfuri polimetalice de la Rodna Veche sînt caracterizate prin colectarea minereurilor în interiorul unor zone de prăbuşire a formaţiunilor metamorfice în legătură cu magmatismul subvulcanic neogen. Aceste structuri sînt similare celor descrise în vestul Americii, şi în special în regiunea Cananea (Sonora).

Pipele descrise în zăcămîntul de la Izvorul Băilor prezintă o evoluţie complexă, cu formare de goluri prin acţiunea volatilelor apoase sub presiune mare în spaţiu închis. Formarea breciei fine poate fi atribuită explo-

ziilor cauzate de scăderea presiunii magmei, în contextul celor arătate de V. D. Perry (1961), iar prăbușirea blocurilor rezultă în modul arătat de D. L. Norton și L. M. Cathles (1973). Faza IV a andezitului, pusă în loc sub formă arborescentă, este similară rocilor eruptive din pipa La Colorada (R. Velasco, A. Sevilla, 1957), sau din zăcămîntul Braden (H. Howell, J. S. Molloy, 1960). Ca și în cazul La Colorada (R. Velasco, A. Sevilla, 1957) sau El Salvador (W. H. Swayne, F. Trask, 1960), prăbușirea se continuă lent, favorizînd acumularea minereului. Foarte probabil că învelișul etanș de deasupra pipei a cedat după erupția andezitului din faza IV, dînd posibilitate circulației soluțiilor hidrotermale.

Pipa descrisă în zăcămîntul Cobășel reprezintă o variantă a fenomenului genetic cu structuri de prăbușire. Lava andezitică s-a ridicat pe fracturi probabil pînă sub învelișul etanș, format din micașistul cu granați. Această venire andezitică a profitat de o prăbușire în sector, ce ar putea fi legată de contracția din cauza solidificării și răcirii andezitului de Cioroiu, ca să-și insinueze ramificații și silluri între formațiunile metamorfice. Contracția și, poate, unele scăderi de presiune (pulsații) la andezitul de Flueroasa au favorizat formarea de fisurații și brecii în care s-au format skarne și corpuri cu minereu de impregnație și chiar cu minereu compact.

Aliniamentul E—V al zăcămintelor de la Cobășel, Izvorul Băilor și Izvorul Roșu, corespunzînd activității magmatice și metalogenezei, se deduce că aparține sistemului faliei crustale de decroșare la stînga, ce trece pe marginea nordică a Masivului Rodnei.

Secțiunile geologice (fig. 3 și 4) și cartarea (fig. 2) permit să se întrevadă sistemul de falii N—S cu căderi vestice corespunzătoare unei subîmpingeri de la est. Aceste falii ar putea explica ridicarea suprafețelor izoterme către est.

Orientările NV—SE sau NNV—SSE ale axelor zăcămintelor se pot corela cu accidentele provocate de un stress important manifestat în Bazinul Transilvaniei pe direcția NE—SV.

Magmatismul de la Izvorul Băilor se prezintă în patru faze de erupții distincte, separate prin intervalele de solidificare a magmelor. Durata activității pare să fie importantă, comparabilă cu cea din provincia Baia Mare.

Formarea minereurilor se extinde pe o perioadă îndelungată, începînd după faza II magmatică și continuînd mult după faza IV, adică după pierderea etanșeității acoperișului. În brecia fină se disting două generații de minereu. Probabil a existat cel puțin o generație mai veche, dovedită în fragmentele mari din brecia de pipă, și posibil una mai nouă, după consolidarea breciei de pipă fină, care se află sub formă de minereu compact, umplînd crăpături în acea brecie.

În contextul examinării structurilor de pipă din zăcămintele de la Rodna Veche, au fost arătate și pot fi deduse anumite concluzii privind mecanismul de formare a pipelor și al corpurilor de minereu.

În încheiere, ținem să mulțumim tovarășei cercetătoare Mihăilă Maria, care a muncit cu abnegație la analizarea secțiunilor microscopice.

PIPE STRUCTURES IN THE POLYMETALLIC SULFIDE ORE DEPOSITS FROM RODNA VECHE

SUMMARY

The formation process study of the polymetallic sulfide ore deposits from Valea Vinului-Rodna Veche permitted their integration in the pipes morphologies.

They were created in relation with the crypto-volcanic activity of amphybolitic andesites, under a heavy and tight roof of garnet-micaschists.

At Izvorul Băilor, the presence of a big volume of pipe breccia could be explained by the collapse of the crystalline limestones and schists fragments associated with andesite fragments, in the expanded mass of an andesite occurrence which exploded. Slower collapses, that followed, have created movements, breccia and the mineralization absorption in the empty spaces formed by them. There were deduced four phases of andesite activity, the last showing an arborescent distribution with ramifications penetrating among the collapsed crystalline group and the pipe breccia. The phenomena are in agreement with those described in the speciality literature.

At Cobăşel, the occurrences of the two andesitic phases, which were more fluid and at higher temperatures, formed sills and apophyses penetrating the faults, joints and strata, during their collapse.

Pyrometasomatism with skarn formation phenomena took place, accompanied by frequent biotitization and andesite contamination with garnets and ores. Further on, slow collapses have favoured breccia formation and the mesothermal ore location.

At Izvorul Roşu this collapse can be recognized in the zone above the ore deposit.

BIBLIOGRAFIE

Bleahu M., Bombiţa G., Kräutner H. G. (1968), *Notă explicativă la harta geologică, scara 1 : 200 000, foaia Vişeu*, Com. Stat Geol., Inst. geol.

Beust C. (1869), *Über die Erzvorkommen von Rodna in Siebenbürgen*, Verh. d.k.k. geol., R.A., p. 367.

Burbank W. S. (1941), *Structural control of ore deposition in Red mountain Sneefels and telluride districts of the San Juan Mts (Colo)*, Colorado Scientific Society Proceedings, **14**, *5*, 141—261.

Ghika-Budeşti Şt. (1951—1952), *Structura Muntelui Curăţelu in Masivul Rodnei*, D. S. Com. Geol., **XXXIX**, 151 (1953—1954).

— (1953—1954), *Procese geologice, fizico-chimice şi metalo-genetice din Munţii Rodnei*, D.S. Com. Geol., **XLI**, *9*.

Ghiţulescu T. P. (1929—1930), *Comunicare asupra zăcămintelor de minereuri de la Rodna Veche*, D.S. Inst. geol. Rom., **XVIII**, 39—55.

Howell H., Molloy, J. S. (1960), *Geology of the Braden Ore Body*, Economic Geology, **55**, *5*.

Kräutner H. G. (1968), *Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **13**, *2*.

Kräutner Th. (1938), *Das Kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen)*, An. Inst. geol. Rom., **XIX**.

Locke A. (1926), *Formation of certain ore bodies by mineralisation stopping*, Economic Geology, **21**, 431—453.

NORTON L., CATHLES L. M. (1973), *Breccia pipes-products of exolved vapors from magmas*, Economic Geology, **68**, 540—546.

PERRY V. D. (1961), *Signification of mineralized breccia pipes*, Mining Engineering, **13**, *4*, 376.

POSEPNY F. (1865), *Über das geologische Alter der Rodnaer Erzlagerstätten*, Verh. d.k.k. geol. R.A., p. 183.

— (1870), *Die Natur der Erzlagerstätten von Rodna*, Verh. d.k.k. geol. R.A., p. 19.

RICHARD J., COURTWRIGHT J. H. (1958), *Geology of Toquepala, Peru*, Mining Engineering, **10**, *2*, 262—266.

RICHTHOFEN FR., (1860), *Über den Bau der Rodnaer Alpen*, Verh. d.k.k. geol. R.A., p. 68—71.

RITTMANN A. (1960), *Vulkane und ihre Tätigkeit*, Ferd. Enke, Stuttgart.

ROUTHIER P. (1963), *Les gisements métallifères*, Masson et Co., Paris.

ROSZLOZNIK P. (1907), *Die geologischen Verhältnisse des Bergrevieres von Alt-Rodna*, Jahresb. d. ung. geol. An. f., Wien.

SALES H. (1954), *Genetic relation between granites, porphyries and associated copper deposits*, Mining Engineering, **6**, *5*, 499—505.

SILLITOE R. H., SAWKINS F. I. (1971), *Geologic, mineralogic and fluid inclusion studies relating to the origin of copper-bearing tourmaline breccia pipes, Chile*, Economic Geology, **66**, 1028—1041.

SITTER L. U. (1964), *Structural Geology*, McGraw-Hill, New York.

SWAYNE W. H., Trask F. (1960), *Geology of El Salvador*, Mining Engineering, **12**, *4*, 344—348.

TILLEY C. E. (1924), *Contact metamorphism in the Comrie area of the Perthshire Highlands*, Geol. Soc. London Quart. Jour., **80**, 22—71.

TURNER FR., VERHOOGEN J. (1960), *Igneous and metamorphic petrology*, McGraw-Hill, New York.

UDUBAŞA GH. (1970), *Die strukturelle und lithologische Kontrolle der Polymetallagerstätte von Rodna (Ostkarpaten)*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Série de Géologie, *4*, *1*.

VELASCO R., SEVILLA A. (1957), *Deep exploration into Colorado Mine, Cananea Sonora, Mexico*, National convention of Association de Ingenieros de Minas Metalurgistas, Petroleros of Geologos de Mexic, 1957.

WEBER K. A. (1915), *Beiträge zur Kenntnis der Erzlagerstätten in den Nordostkarpathen*, Metall und Erz, *3*, *4*, *5*.

WILLIAMS H. (1941), *Calderas and their origin*, Univers. of California Press Bull. Dept. of Geological Sciences, **25**, *6*, 239—346.

Primit în redacţie la 22 aprilie 1975

Ministerul Minelor, Petrolului şi Geologiei

CONSIDERAȚII PRELIMINARE ASUPRA MINERALIZAȚIEI POLIMETALICE DE LA SCRIND — RĂCHIȚELE (MUNȚII VLĂDEASA)

DE

MIHAI PANAITE

INTRODUCERE

Primele cercetări geologice, care au vizat chiar valorificarea mineralizațiilor din partea estică a masivului Vlădeasa, au fost întreprinse între anii 1750 și 1760 și reluate apoi în 1845 și 1910 (A l. N e a m ț u, 1970). În 1971, A. Ș t e f a n, într-un studiu petrografic detaliat, citează impregnația de pirită de pe pîrîul Mișinii și descrie ivirea de minereu de pe pîrîul Fițulești. În 1971 și 1972 un colectiv coordonat de autorul acestei lucrări a întreprins prospecțiuni geologice, geofizice și geochimice, care au avut ca rezultat conturarea și cercetarea ivirilor de minereu situate în bazinul văii Aluniș, pe valea Gingineasa, pîrîul Mișinii, Pîrîul lui Mihuț și a altora mai puțin cercetate pînă în prezent.

Pe baza unei documentații-proiect, întocmită de același colectiv din cadrul Întreprinderii geologice de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide în anul 1973, cercetarea mineralizației a fost preluată și continuată de I.P.E.G. Cluj-Napoca. În 1974 și 1975 au fost întreprinse studii sistematice în cadrul Institutului de geologie și geofizică de către D. G h e o r g h i ț e s c u.

★

Șisturile mezometamorfice, care participă în principal la constituția geologică a regiunii Scrind—Răchițele, au fost intens afectate de diastrofismul laramic pe ale cărui linii tectonice, orientate NE—SV, s-a produs consolidarea magmatitelor acide sub forma unor dyke-uri, stîlpi și apofize de microgranite, cărora li se asociază corpurile de minereu polimetalic (fig. 1). Mișcările tectonice declanșate în faza stirică au produs noi sisteme de fracturi, orientate N—S și NV—SE, decroșînd corpurile de minereu și șisturile cristaline în care sînt cantonate.

OBSERVAȚII MINERALOGICE

Procesul de mineralizare a avut un caracter pulsatoriu și intermitent dictat de evoluția mișcărilor disjunctive în ansamblu (tabelul nr. 1).

În zona de oxidație, pe seama mineralelor hipogene s-au format minerale secundare, ca : limonit, covelină, calcozină, cupru nativ, bornit, azurit, malachit, anglezit, ceruzit.

Mineralizația de pe pîrîul Mișinii este localizată la contactul unui corp riolitic cu marnele senoniene și este formată din pirită (10—15%), marcasită (40—50%), sporadic blendă și galenă, în gangă de cuarț.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 22, P. 75—86, BUCUREȘTI, 1977

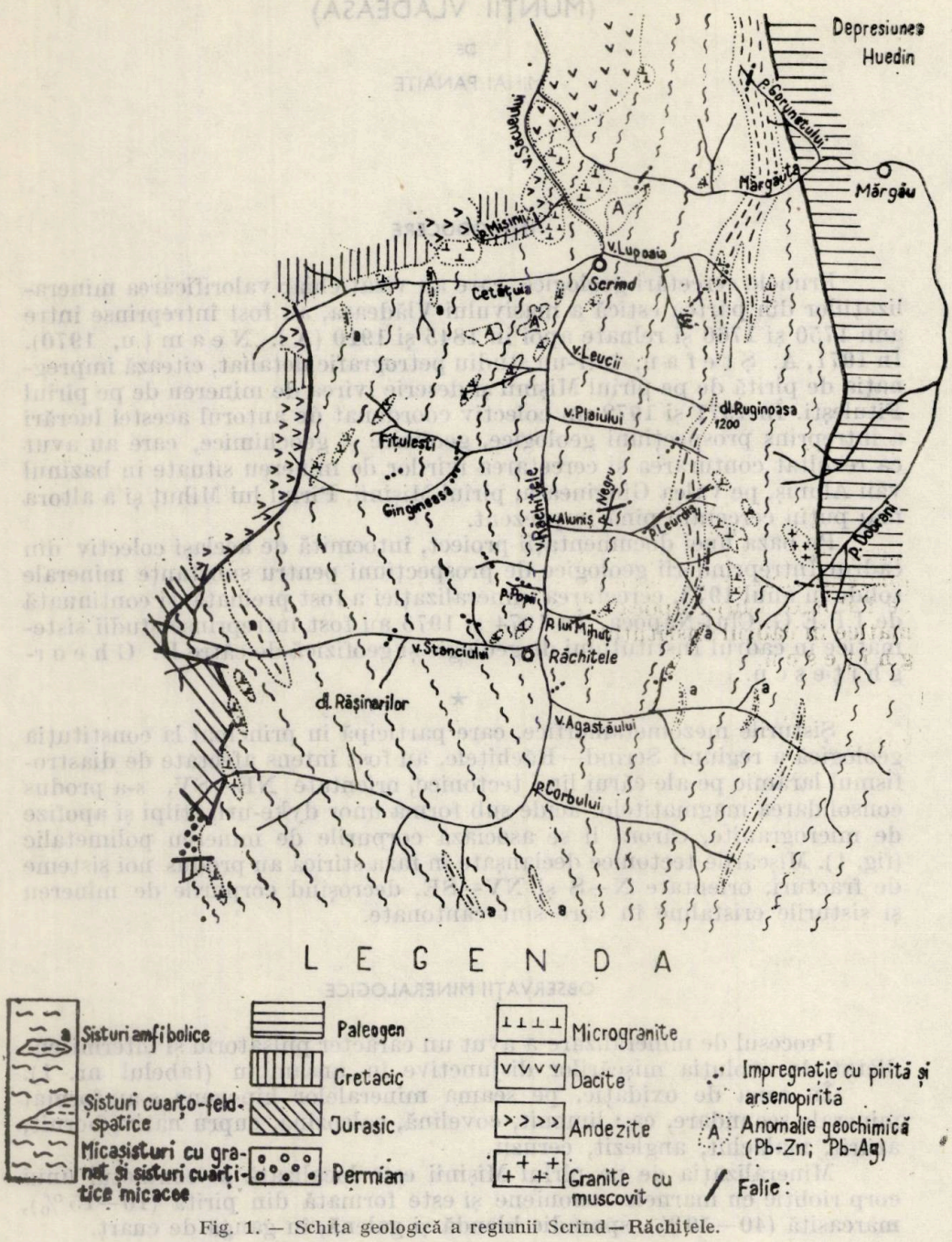


Fig. 1. — Schița geologică a regiunii Scrind—Răchițele.

Tabelul nr. 1

Succesiunea de cristalizare a mineralelor

Mineralul	Stadiul I	Stadiul II	Stadiul III	Stadiul IV
Aragonit				----
Marcasită (I)				----
Pirită (II)				———
Pirotină (II)				———
Calcit			fisurație	——
Cuarț (II)				——
Tetraedrit			----	
Galenă			———	
Calcopirită			----	
Blendă			———	
Pirotină (II)		brecifiere	——	
Arsenopirită (II)			----	
Marcasită (I)		———		
Pirită (I)		———		
Arsenopirită (I)	brecifiere	——		
Cuarț (I)		——		
Siderit	———	——	——	
Magnetit	———			

Filonul de pe pîrîul Fițulești, unde sînt clar reprezentate cele 4 stadii, este dispus pe aliniamentul unei fracturi, unde atît planul ei cît și elementele asociate acesteia, ca șarnierele microcutelor și clivajelor de forfecare, au jucat un rol favorabil din punct de vedere structural în depunerea mineralizației. Mineralele de neoformație, îndeosebi magnetitul, sideritul, blenda, pirotina și pirita, formează uneori întreaga umplutură filoniană, prezentînd îmbogățiri locale ca agregate macrogranulare, sau apar ca impregnații fine, cum este cazul piritei, marcasitei și arsenopiritei, în lentilele de cuarț metamorfic brecifiat și remobilizat pe planele S_2.

În bazinul văii Aluniș mineralizațiile sînt mai variate textural-structural și mineralogic, dezvoltîndu-se un tip predominant piritos (Pîrîu Negru), la care mai participă pirotina, arsenopirita, calcopirita, marcasita, galena și sideritul, cu textură masivă, și un altul plumbo-zincifer, în care mineralele sînt fin impregnate într-o brecie cuarțitică formată pe seama șisturilor cuarțo-feldspatice (pîraiele Leurdiș și Aluniș). În acest din urmă tip se remarcă prezența constantă a arsenopiritei și o slabă varia-

ție cantitativă în cadrul compoziției mineralogice. În galeria nr. 1 Leurdiș (m 155) minereul are o textură brecioasă, cu elemente de șisturi micacee și șisturi cuarțo-feldspatice intens cloritizate și cimentate de o depunere masivă formată, în principal, din pirotină, blendă, pirită și siderit. Asociate acestor corpuri mai importante apar filonașe de sprijin, discordante, uneori paralele cu fisurile „ac" ale șisturilor cristaline. Rocile din salbanda mineralizației sînt invadate de sericit, clorit și cuarț răspîndite uniform, sau preferențial pe fisurile de forfecare. În zonele puternic cloritizate, afectate de metasomatismul magnezian, se observă o îmbogățire considerabilă în pirotină și blendă, ca efect al precipitării masive în condițiile unui mediu accentuat reducător (H. L. Barnes, 1967).

★

Magnetitul, dezvoltat în mineralizația din sectorul Gingineasa (urmărită cu galerii în ambii versanți) și într-un afloriment de pe pîrîul Gorunetului, apare ca granule submilimetrice, euhedrale, cu forme de dodecaedru, îndințate, formînd plaje cu dimensiuni milimetrice în siderit, sau ca granule izolate, corodate, uneori fisurate și parțial substituite de siderit (pl. I, fig. 1). Frecvent, în masa mineralelor depuse ulterior magnetitul apare ca plaje scheletice, care conțin uneori pirită xenomorfă, formată probabil prin înlocuirea lui cauzată de creșterea concentrației sulfului în stadiul al II-lea. În unele porțiuni magnetitul și sideritul formează mase compacte pe cîțiva metri lungime.

Sideritul, cel mai important mineral de gangă, este diferit dezvoltat, prezentîndu-se larg cristalizat în romboedri, aproape monomineral (pîraiele Popii, Dobrani), însoțind filonașele de pirită (I) sub formă de cuiburi în minereul piritos și în cuarțul metamorfic (Pîrîu Negru), sau ca plaje microscopice asociate cu pirotina, blenda calcopirita și galena în minereul plumbo-zincifer de impregnație metasomatică (pîraiele Leurdiș, Aluniș).

Arsenopirita (I) apare dezvoltată euhedral și subhedral ca impregnație în cuarț, uneori ca incluziuni în pirită macrogranulară, sau intens corodată de pirotină, blendă, calcopirită și siderit în zonele cu minereu masiv. În șisturile cuarțitice din salbanda minereului de pe pîrîul Leurdiș se găsesc cristale idiomorfe (2—10 mm) cu habitus prismatic, striații paralele cu axul *c*, uneori maclate cruciform, înconjurate de o coroană de cuarț microgranular, epigenetic și dispuse neorientat față de foliația rocii (pl. I, fig. 2). Analiza chimică a cristalelor colectate din acest punct a indicat 43 % As, iar atacul cu $FeCl_3$, pe secțiuni lustruite a fost negativ. În aflorimentul de pe pîrîul Aluniș (ramura dreaptă), arsenopirita larg dezvoltată, cu habitus scurt prismatic, este cimentată de galenă. Formele cristalografice determinate pe cristale din cele 2 puncte sînt : (110), (101), (012), (111), (014), (013), (021).

Pirita (I) este dispusă ca impregnație fină (0,1—0,3 mm) sau macrogranulară (0,5—2 mm) în cuarț metamorfic cataclazat și ca depuneri masive, compacte (Pîrîu Negru). Pirotina, blenda, calcopirita și sideritul, singure sau asociate în plaje, corodează și cimentează pirita brecifiată.

sau slab fisurată după plane paralele cu fața de cub, care în stadii mai avansate de coroziune capătă forme scheletice. Pe valea Gingineasa granule cubice de pirită concrescute cu marcasita formează șiraguri pe planele fisurilor de forfecare. În versantul stîng al pîrîului Fițulești (gal. 1, lat. m 17) pirita este uneori marcasitizată și cimentată de pirotină și calcopirită. În zona de oxidație de pe pîrîul Fițulești pirita poroasă, alveolară conține depuneri de oxizi de Mn (rezultați din alterarea olvinei identificată în subteran) și ochiuri de marcasită supergenă formată datorită soluțiilor descendente acide.

Marcasita, mineral predominant în minereul de pe pîrîul Mișinii, se prezintă sub formă de cristale de 0,2—15 mm, cu habitus tabular după (010), alungite și striate după axul c, formînd geode, sau dispuse în ganga de cuarț. Caracteristic acestei mineralizații este epitaxia dintre marcasita maclată polisintetic după (010) și pirita cu habitus cubic, similară celei descrise la Tavistok — Anglia (Ch. Palache, H. Berman, Cl. Frondell, 1961) (pl. I, fig. 3, 4). Formarea concreșterii orientate dintre cele 2 polimorfe a fost determinată de structura homeopolar-metalică, specifică ambelor, de valorile apropiate ale unor parametrii/elementari (pirită, $a_0 = 5{,}418A°$; marcasită, $b_0 = 5{,}42A°$) și de existența unor condiții fizice propice sincristalizării, ca mediu slab acid (L.H. Berner, 1964) și activitatea ridicată a S_2^{2-}. Cel mai adesea însă marcasita este prezentă ca filamente în jurul piritei de impregnație, ambele cimentate uneori de siderit sau de blendă.

Arsenopirita (II), sub formă de filonașe de 2—3 cm, traversează masele granulare de arsenopirită (I) și de pirită (I).

Pirotina (I), identificată în majoritatea ivirilor (cu excepția celei de pe pîrîul Mișinii), formează cuiburi (pîraiele Negru, Fițulești) și filonașe de grosimi centimetrice (pîrîul Leurdiș) în parageneză cu arsenopirita (I), pirita (I) și galena. Microscopic se dezvoltă ca plaje scheletice și vinișoare în siderit, adeseori în asociație intimă, de includere reciprocă, cu calcopirita și blenda. În zonele brecifiate, bogate în pirită și arsenopirită, acestea sînt uneori cimentate și corodate marginal de către plajele de pirotină și calcopirită (valea Lupoaia). Cînd este traversată de fisuri, pirotina este frecvent maclată prin translație după planul bazal (0001), indivizii fiind dispuși paralel, sub un unghi ascuțit față de planul fisurii. În raport cu blenda, ea apare ca incluziuni cvasisferice sau ca plaje intim concrescute. În minereul plumbo-zincifer, cu textură brecioasă, pirotina domină cantitativ (60%) și asocierea intimă cu blenda, lipsită de exoluții, este o dovadă clară a cooprecipitării și a echilibrului chimic dintre cele două faze. Pentru identificarea pirotinei hexagonale și a celei monoclinice, cît și a proporției dintre ele, au fost efectuate măsurători ale susceptibilității magnetice pe material mojarat, sortat și clasat granulometric, analize de raze X, interpretate după modelele de difracție prezentate de G.R. Arnold (1969), și atacuri cu acid cromic concentrat, proaspăt preparat, după metoda citată de J. S. Haynes și A. P. Hill (1970)

(tabelul nr. 2). În cazul probelor 819 și 824, unde varietatea monoclinică, cu deficiență mai mare în Fe, depășește 80 %, se observă o creștere a susceptibilității în contrast cu proba 818, unde varietatea hexagonală este dominantă. În secțiunile tratate cu reactiv, pirotina hexagonală se prezintă ca granule poligonale, uneori hexagonale, cu structură pavimentoasă, concrescute cu lamelele de pirotină monoclinică. În proba 818 însă, pirotina monoclinică apare dezvoltată la marginea plajei, sugerînd formarea

Tabelul nr. 2

Nr. prb.	Loc de recoltare	Susceptib. magnetică X C.G.S.M.	Ø granulelor (mm)	Analize cu raze X Ap. TUR M-61	Atac cu acid cromic
818A	Pîrîul Fițulești, vers. dr.	2880	0,15—0,4	H	H+M (5—10%)
B		2700	0,4 —0,75		
C		2755	0,75—1,00		
D		2575	1,00—2,00		
819A	Pîrîul Leurdiș, Gal. I lat. 90 stg.	2880	0,15		
B		5400	0,4 —0,75		
C		4785	0,75—1,00	M	M+H (10—15%)
D		5600	1,00—2,00		
824A	Pîriu Negru Gal. III lat. 25 m 10	1800	0,15		
B		5920	0,75—1,00	M+H	M(85%)+H
C		4780	1,00—2,00		
959	Pîriu Negru	5615	1,00—2,00	M	M+H (subordonat)
980A	Valea Lupoaia	5030	0,15	M+H	M+H (subordonat)
B		4355	0,15—0,4		
C		5200	0,40—0,75		
D		3960	1,00—2,00		

Obs.
– Susceptibilitatea magnetică determinată de I. Pantea, I.G.P.S.M.S.
– Analizele de raze X efectuate de T. Urcan, I.G.P.S.M.S., str. Caransebeș, 1.
– *M*, pirotină monoclinică; *H*, pirotină hexagonală.

inițială a varietății hexagonale, la o temperatură de circa 300°C, și transformarea ei în pirotină monoclinică după ce temperatura sistemului a scăzut sub 260°C (G. R. Arnold, 1969; R. A. Yund, T. H. Hall, 1969).

Blenda prezintă de asemenea o distribuție variată în cadrul mineralizației, formînd zone bogate în versantul stîng al pîrîul Fițulești, sau dezvoltîndu-se sporadic ca cruste, împreună cu galena, pe marcasită și pirită (pîrîul Mișinii). În schimb, în minereul plumbo-zincifer de impregnație și în cel brecios de pe pîrîul Leurdiș ea are o variație mai restrînsă (tabelul nr. 3). Culoarea ei în eșantion este brună cu tentă slab rozie și

uniformă în secțiuni subțiri, indicînd lipsa unor variații bruște a conținutului în Fe. De regulă ea se găsește în asociație cu pirotina, calcopirita sau ganga de siderit. În cuplul blendă-pirotină sînt obișnuite incluziunile cvasisferice ale acesteia din urmă, mai dezvoltate la periferia mineralului-gazdă, în cazul unor plaje satelite de pirotină, sau, dimpotrivă, în partea centrală, în lipsa lor. Aceasta denotă că difuziunea Fe în granulele de blendă a acționat în ambele sensuri, în funcție de variația activității S și a temperaturii. Concentrația S a fost relativ coborîtă în timpul depunerii blendei, întrucît ea nu apare în asociație și cu pirita, ci numai cu pirotina. Uniformitatea culorii pare a fi comună în ansamblul blendă-pirotină și și mai puțin obișnuită în ansamblul blendă-pirită (B. P. Barton, P. Toulmin, 1966). În asociație cu calcopirita, blenda conține inclu-

Tabelul nr. 3

Ponderea cantitativă medie a mineralelor metalice hipogene în compoziția minereului plumbo-zincifer

Mineralul	Subtipul cu arsenopirită %	Subtipul bogat în pirotină %
Pirita (I)	27	13
Pirotina (I)	0,6	55–60
Marcasita	0,4	0,2
Arsenopirita (I)	4	0,9
Blenda	4,69	5,87
Galena	2,06	2,28
Calcopirita	0,80	0,85

Obs. Pirita (II), pirotina (II), arsenopirita (II) și tetraedritul sînt neînsemnate cantitativ.

Ponderea blendei, galenei și calcopiritei a fost obținută prin calcul din analizele de Zn, Pb și C, a 43 și respectiv 36 de probe.

ziuni sferoidale și rareori exoluții necoerente, ca granule leticulare, cu tendință de contopire și trecere la vinișoare (pl. II, fig. 1). Acest aspect arată că temperatura și presiunea au scăzut relativ lent, făcînd posibilă descompunerea lamelelor și formarea granulelor sferoidale (R. Brett, 1964).

Calcopirita, pe lîngă ambianța ei cu pirotina și blenda, mai apare ca vinișoare și plaje microscopice în siderit.

Galena prezintă apariții sporadice, cu excepția minereului plumbozincifer, unde însoțește totdeauna blenda și conține tetraedrit ca incluziuni de dezamestec. Analizele făcute la spectrograful cu laser pe incluziunile de tetraedrit au evidențiat prezența Ag și a Bi. Atacul în secțiuni cu HNO_3 și cu KOH a fost negativ, comportare specifică unui tetraedrit cu un conținut mai coborît de Ag decît în freibergit (P. Ramdohr, 1969).

În ultimul stadiu de mineralizare pe fisurile umpluturii filoniene s-au depus cuarț, calcit, pirită și pirotină, sub formă de vinișoare. Cu totul izolat, pe diaclaze, apar cristale acicular-prismatice de aragonit.

Pirotina (II) formează fie vinişoare împreună cu pirita, uneori granulară, cubică, fie mici cuiburi în mijlocul filonaşelor de pirită (pl. II, fig. 2). Caracteristica esenţială a pirotinei (II) constă în transformarea ei în pirită şi mai rar în marcasită, care apar sub forma unor liziere şi granule îngemănate la marginea vinişoarelor, sau mai rar chiar în masa pirotinei, cu aspect acicular, dezvoltate după planul (0001). Faţă de calcit, pirotina apare ca incluziuni granulare şi lamele insinuate pe planele de clivaj sau bordînd vinişoarele de carbonat. Transformarea pirotinei în pirită şi marcasită pare a fi de natură hipogenă, fiindcă ele sînt înglobate de calcit (pl. II, fig. 3, 4). J. L. Graf şi I. B. Skinner (1970) au arătat experimental că presiunea joacă un rol deosebit în formarea piritei pe seama pirotinei, chiar la temperaturi joase, de 200°C, în timp ce în lipsa ei procesul este irealizabil pînă la 400°C. Astfel, nucleierea piritei şi marcasitei, ca liziere cu grosimi micronice sau lamele fine după planul bazal al pirotinei, o interpretăm ca fiind cauzată, în special, de manifestarea unei presiuni de natură tectonică. Cînd vinişoarele de pirotină străbat blenda, lipsită de exoluţii la scara secţiunii, în imediata apropiere a acestora apar granule de pirotină răspîndite cvasiuniform. Acest aspect relevă existenţa unui dezechilibru chimic între blendă şi pirotina (II). Studiul calcografic, corelat cu rezultatele analizelor chimice ale probelor colectate selectiv, a relevat o dependenţă a conţinuturilor în Au faţă de pirita (I) fin impregnată în cuarţ.

CONSIDERAŢII GEOCHIMICE ŞI GENETICE

Procesul hidrotermal responsabil de formarea mineralizaţiei de la Scrind—Răchiţele a avut o evoluţie normală, primul stadiu fiind marcat de formarea magnetitului, în condiţiile unui raport S/O scăzut, iar ultimul fiind reprezentat prin vinişoare de pirită, pirotină, în gangă de cuarţ şi calcit, stabile la un raport S/O ridicat. Prezenţa piritei şi pirotinei, ultima apreciabilă cantitativ, îndeosebi în minereul plumbo-zincifer cu textură brecioasă, reflectă variaţia în limite largi a concentraţiei sulfului. Valoarea conţinutului de cadmiu în blendă se încadrează în limitele de variaţie ale acestui element specifice stadiului cu sulfuri, după Ivanov (citat de M. Borcoş şi V. Iosif, 1966). Faţă de galena din mineralizaţia laramică de la Ruşchiţa, cu conţinuturi medii în Bi de 1308 p.p.m., Ag 804 p.p.m. şi Sb 103 p.p.m. (D. Giuşcă, E. Volanschi, 1968), galena din minereul plumbo-zincifer de la Răchiţele conţine valori apropiate în Bi, Ag şi Sb. În minereul piritos de pe Pîrîu Negru, paralel cu valorile ridicate ale As se constată şi prezenţa Co, ca substituent izomorf în reţeaua arsenopiritei. Caracteristicele geochimice ale celor două minerale concordă cu cele stabilite pentru mineralizaţiile banatitice în general (V. Ianovici, Victoria Stiopol, 1975). În minereul plumbo-zincifer se constată o corelaţie pozitivă Pb-Ag şi Zn-Pb (fig. 2, 3) comună şi altor zăcăminte afiliate metalogenezei laramice. Din diagrama ternară Cu-Pb-Zn (fig. 4) reiese caracterul predominant zincifer al mineralizaţiei de pe pîraiele Leurdiş şi Aluniş. Observaţiile de teren au scos în evidenţă că acumulările de sulfuri sînt localizate pe fracturi şi în şarnierele microcutelor de forfecare asociate acestora, indiferent

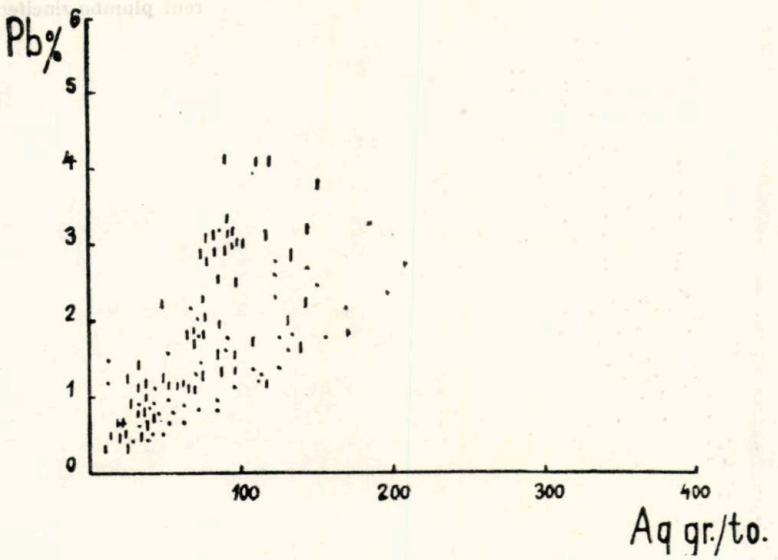


Fig. 2. — Corelația Pb : Ag în minereul plumbo-zincifer.

' subtipul bogat în pirotină
. subtipul cu arsenopirită

de gradul de mineralizare. Asociația paragenetică magnetit-blendă-calcopirită-galenă-siderit, exoluția de tetraedrit din galenă și ansamblul pirotină hexagonală +pirotină monoclinică, în care cea hexagonală este uneori dominantă, determinat de R. A. Y u n d, T. H. H a l l (1969) și G. R. A r n o l d (1969) ca fiind relativ stabil la temperaturi variind între 260 și 325°C, permit încadrarea mineralizației în domeniul mezotermal. Procesul de mineralizare a constat în precipitarea masivă a mineralelor din soluții pe fracturi sau prin depunerea lor în spațiile rezultate din substituția metasomatică a breciilor de fractură, a căror porozitate a permis circulația soluțiilor hidrotermale. Solubilitatea cuarțului în mediul alcalin (M. P. T a t a r i n o v, 1967) și în soluții de sulfuri alcaline (L. H. B a r n e s, 1967) a fost demonstrată experimental. Cristalele idiomorfe de arsenopirită din salbanda mineralizației, coroana de cuarț epigenetic din jurul piritei și arsenopiritei și a celei de siderit care bordează plajele de blendă, matricea de cuarț metamorfic în care sînt dispuse mineralele de neoformație, structura granular porfirică, fragmentele relicte de șist și localizarea mineralizației pe fracturi constituie argumente suficiente în favoarea genezei hidrotermal metasomatice a minereului plumbo-zincifer. Dispunerea mineralizației în apropierea corpurilor microgranitice, uneori intens argilizate, și fenomenele de alterație hidrotermală (sericitizare, cloritizare) care afectează rocile-gazdă presupun o activitate metalogenetică asociată intruziunilor acide, generate în stadiul al III-lea (G. C i o f l i c a și Ș. V l a d, 1973) al evoluției magmatismului laramic.

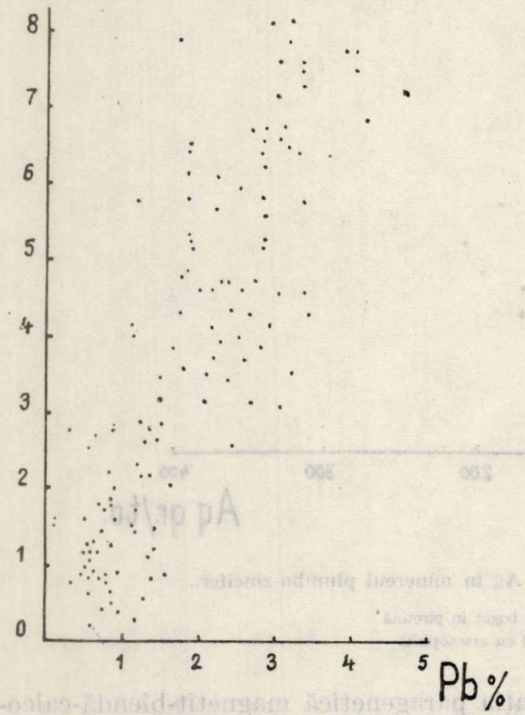


Fig. 3. — Corelația Zn : Pb în minereul plumbo-zincifer.

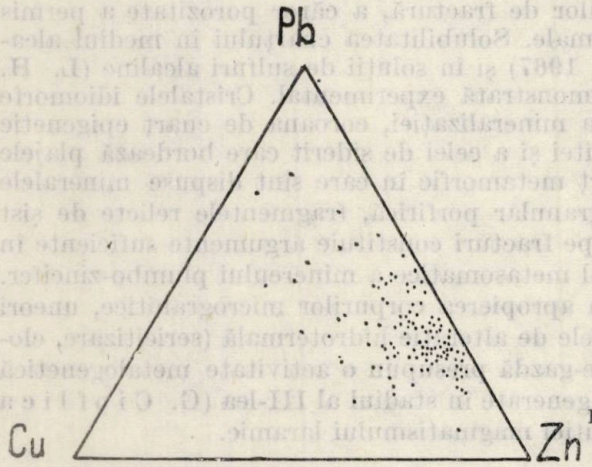
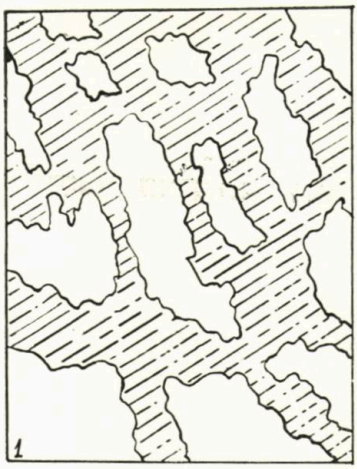
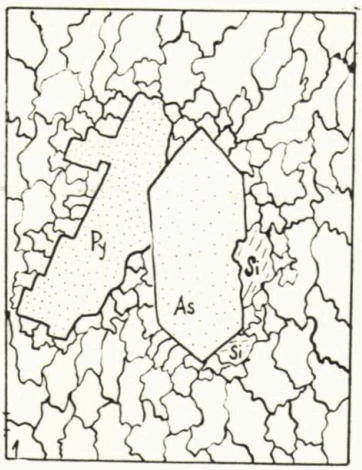


Fig. 4. — Diagrama Cu—Pb—Zn—minereul plumbo-zincifer (pîrîul Leurdiș).





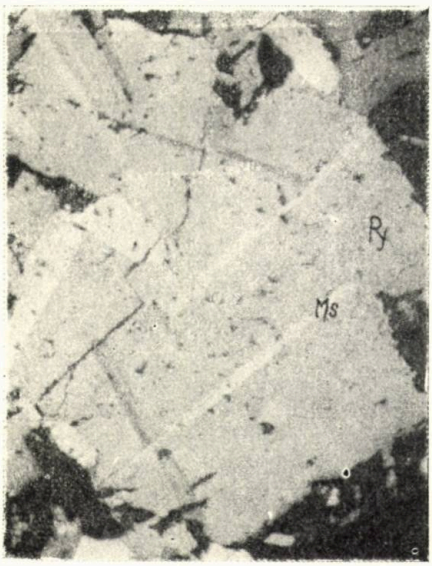


Fig. 1. — Plajă granulară de magnetit (haşurat) corodat de siderit (alb). Pîriul Fiţuleşti (×37).
Fig. 2. — Metacristale de pirită (*Py*) şi arsenopirită (*As*) înconjurate de cuarţ microgranular, epigenetic, în salbanda minereului plumbo-zincifer. Pîriul Leurdiş (×45).
Fig. 3. — Epitaxie între pirită (*Py*) şi marcasită (*Ms*) maclată polisintetic. Pîriul Mişinii (×70).
Fig. 4. — Epitaxie între pirită (*Py*) şi marcasită (*Ms*); secţiune cvasiparalelă cu axul A_2 al piritei. Pîriul Mişinii (×70).

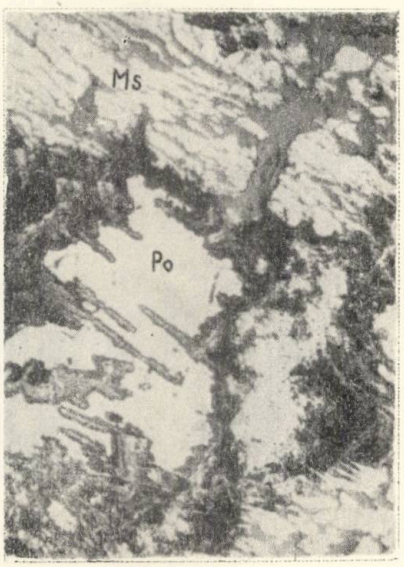


Fig. 1. — Blendă cu exoluții necoerente de calcopirită corodează și cimentează pirita (I). Pîrîul Leurdiș (× 6 5).

Fig. 2. — Filonașe de pirotină (II) (*Po*) și pirită (II) (*Py*) în masă de siderit. Pîrîul Fițulești (× 70).

Fig. 3. — Plajă de pirotină (*Po*) substituită de marcasită (*Ms*) lamelară, în gangă de calcit. Pîrîul Leurdiș (× 70).

Fig. 4. — Pirotină (*Po*) substituită de marcasită (*Ms*) după (0001). Pîrîul Leurdiș (× 70).

PRELIMINARY CONSIDERATIONS ON THE POLYMETALLIC MINERALIZATION FROM SCRIND—RĂCHIȚELE REGION, VLĂDEASA MOUNTAINS

SUMMARY

The polymetallic mineralization from Scrind—Răchițele region occurred in four stages. It is represented by coarse-grained aggregates made up of magnetite, siderite, sphalerite, marcasite and pyrite, or impregnations of sulfide in brecciated rocks. In the ore body of Mișinii Valley pyrite and marcasite are epitaxially interlaced. There is a great mineralogical variation in the mineralization of Gingineasa. Magnetite, siderite and sphalerite form massive zones in some portions of the lode. The lodes of Aluniș Valley are represented by massive pyritous ores (Pîrîu Negru) and metasomatic impregnation ores (Pb—Zn). The gangue minerals consist of siderite, quartz and seldom calcite. Magnetite develops as euhedral and subhedral grains in siderite, or as compact masses corroded by siderite. In the second stage, mineralizing solutions, rich in As, determined the deposition of arseno-pyrite before pyrite. The pyrrhotite phases were identified by microscopic evidence (fresh concentrated solution of chromic acid, in water, was used), X-ray spacing curve (Arnold) and measurements of magnetic susceptibility. Both phases coexist as intergrowths, but in the lode of Gingineasa hexagonal pyrrhotite is surrounded by a rim of monoclinic pyrrhotite. In some cases pyrrhotite was transformed into pyrite and marcasite, because all the three minerals are cimented by carbonate. Sphalerite contains blebs and incoherent exsolutions of pyrrhotite (Gingineasa) and of chalcopyrite (Leurdiș). Grainlets of argentiferous fahlore like exsolution bodies are enclosed in galena. From the geochemical point of view, there are high contents of Bifand Co, which are characteristic of laramic metallogenesis. The mineralizing process consisted in massive mineral precipitation on fractures and metasomatic replacement of the tectonic breccia. Ore bodies are developed near the microgranitic intrusions and, genetically, they belong to laramic metallogenesis.

BIBLIOGRAFIE

ARNOLD G. R. (1962), *Equilibrium relations between pyrrhotite and pyrite from 325° to 743°*, Ec. Geol., **57**, 72—89.

— (1969), *Pyrrhotite phase relations below 304 ± 6°C at 1 atm. total pressure*, Ec. Geol., **64**, 405—419.

BARNES L. H. (ed.) (1967), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, New York.

BARTON B. P., TOULMIN P. (1966), *Phase relations involving sphalerite in the Fe—Zn—S system*, Ec. Geol., **61**.

BERNER R. A. (1964), *Iron sulphide formed from aqueous solution*, Journ. Geol., **702**, 293—306.

BOORMAN S. R. (1967), *Subsolidus studies in the ZnS—FeS—FeS_2 system*, Ec. Geol., **62**, 614—631.

BORCOȘ M., IOSOF V. (1966), *Semnificația blendei ca termometru geologic în geochimia procesului hidrotermal*, D.S. Inst. geol., **LII**, 2 (1964—1965).

BRETT R. (1964), *Experimental data from the system Cu—Fe—S and their bearing on the exolution textures in ores*, Ec. Geol., **59**, 1 241—1 269.

CERNÎȘEV V. L., ANFILOGOV N. V. (1968), *Subsolidus phase relations in the ZnS—FeS—FeS_2 system, Discussions*, Ec. Geol., **63**, 841—842.

Cioflica G., Vlad Ş., (1973), *The correlations of Laramian metallogenic events belonging to the Carpatho-Balkan area*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Série de Géologie, **17**, *2*.

Clark L. A. (1960), *The Fe—As—S system: phase relations and applications*, Ec. Geol., **55**, 1 346—1 379.

Giuşcă D., Volanschi Ernestina (1968), *Contribuţii la studiul geochimic al zăcămîntului de sulfuri polimetalice de la Ruşchiţa (Poiana Ruscă)*, St. cerc. geol., geofiz. geogr., Seria geologie, **13**, *1*.

Goldschmidt V. (1913—1923), *Atlas der Krystallformen*, Heidelberg.

Graf L. J., Skinner I. B. (1970), *Strength and deformation of pyrite and pyrrhotite*, Ec. Geol., **65**, 206—215.

Haynes J. S., Hill A. P. (1970), *Pyrrhotite phases and pyrrhotite-pyrite relationship; Renison Bell-Tasmania*, Ec. Geol., **65**, 838—848.

Ianovici V., Stiopol Victoria (1975), *Caractere mineralogice şi geochimice ale unor minerale legate de magmatismul mezozoic, banatitic şi neogen din România*, St. cere. geol., geofiz., geogr., Geologie, **20**, *1*, 3—24.

Kinstry Mc. (1959), *Mineral assemblages in sulphide ores; the system Cu—Fe—S—O.*, Ec. Geol., **54**, 976—998.

Kullerud G., Yoder H. S. (1959), *Pyrite stability relations in the Fe—S system*, Ec. Geol., **54**, 533—572.

Nagata T. (1956), *Magnetism gornih porod*, Moscova.

Neamţu Al. (1970), *Exploatările miniere de la Mărgău, Negreni şi Răchiţele (jud. Cluj) în a doua jumătate a sec. XVIII şi prima jumătate a sec. XIX*, Stud. Univ., „Babeş-Bolyai" Series Historia, *2*.

Palache Ch., Berman H., Frondell Cl. (1961), *Dana's system of Mineralogy* 7th edition, **1**.

Panaite M. şi colab. (1972), *Mineralizaţia polimetalică de la Scrind-Răchiţele, Munţii Vlădeasa*, D.S. Inst. geol., **LIX**.

Ramdohr P. (1969), *The ore minerals and their intergrowths*, Berlin.

Tatarinov M. P. (1967), *Condiţiile de formare a zăcămintelor de minereuri metalifere şi nemetalifere*, traducere din limba rusă, Bucureşti.

Yund R. A., Hall T. H. (1969), *Hexagonal and monoclinic pyrrhotite*, Ec. Geol., **64**, 420—423.

Primit în redacţie la 12 ianuarie 1976

Întreprinderea geologică
de prospecţiuni pentru substanţe
minerale solide, Bucureşti

MINERALOGIA ŞI PETROLOGIA MAGMATITELOR LARAMICE DINTRE VALEA NEREI ŞI VALEA RADIMNIUŢEI*

DE

EMIL CONSTANTINESCU

Zona cercetată este localizată în sud-vestul Banatului şi este delimitată la nord de valea Nerei, la sud de valea Radimniuţei, la vest de dealurile Calvaria şi Tîlva Cerbului, iar la est de Dealul Oraşului şi valea Bolborosu.

Magmatitele laramice (banatitele) aflorează pe o distanţă de 8 km. Aflorimentele, care au forma unor corpuri alungite longitudinal, se pot grupa în două aliniamente orientate N—S: unul principal, în vest, şi altul cu dezvoltarea mai redusă, în est, paralele cu linia tectonică Oraviţa şi faliile Sasca, Crucea Otmanului, Nera. Corpurile eruptive din regiunea aliniamentului vestic au fost obişnuit grupate (G. Marka, 1869; D. Constantinof, 1972) în 3 sectoare: nordic (Sasca Română), central (Sasca Montană — Dealul Gheorghe) şi sudic (Stînăpari — Cărbunari).

În aliniamentul estic se remarcă corpul Cioaca Înaltă; limitele acestui corp, deşi cunoscut în trecut (B. Cotta, 1864; G. Marka, 1869), erau mai puţin clare datorită mascării lui sub depozite cuaternare. El a fost parţial probat de noi în aflorimentele izolate, de pe fundul dolinelor formate în platoul de eroziune. Forma alungită a acestui corp şi orientarea N—S au fost precizate prin lucrările de explorare efectuate în zonă de I.P.E.G. Banatul.

Alura corpurilor în profunzime, dificil de sesizat în sectorul nordic şi chiar central, unde conturul elipsoidal al suprafeţei interceptate de eroziune permite însă urmărirea în versanţi a relaţiilor cu sedimentarul prelaramic, a fost clar evidenţiată prin foraje în sectorul sudic. În sectorul Stăpînari — Cărbunari, banatitele apar sub forma unei lame (sfenoid) cu grosime de 200 m, direcţia N—S şi căderea 45—50° V, intrusă parţial concordant în depozitele cretacic inferioare.

DATE MINERALOGICE

Banatitele sînt constituite predominant din feldspaţi, maficele (biotit, piroxeni, amfiboli) avînd în general valori sub 30%. Mineralele accesorii sînt reprezentate prin sfen, apatit, magnetit, rar zircon, rutil.

Plagioclazul reprezintă componentul esenţial al rocilor banatitice, formînd cristale bine individualizate în masa rocii. În rocile porfirice se dezvoltă sub formă de cristale euhedrale, subhedrale, rareori prezentîn-

* Lucrare prezentată în sesiunea de comunicări a Institutului de geologie şi geofizică, mai 1974.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE., T. 22, P. 87—102. BUCUREŞTI, 1977

du-se ca plaje. Habitusul este prismatic, ușor alungit, mai rar izometric. Des în rocile echigranulare și mai rar în rocile porfirice, prezintă o prospețime remarcabilă.

Conținutul în anortit al plagioclazilor determinat cu M.U.F. pe un număr de 80 de cristale din 20 de secțiuni, selecționate din diferite tipuri de roci, variază între 25 și 48% An. Variația conținutului în An, în funcție de numărul de cazuri, reflectă predominarea netă a andezinului.

Plagioclazii sînt în mod caracteristic zonați. Zonarea este normală sau recurentă. La unele cristale se observă suprapunerea recurențelor pe un fond general normal. Subordonat, în unele grandiorite cu hornblendă și biotit și în diorite, apare o recurență inversă, în cazul unor cristale cu zonalitate anhedrală. Aceasta poate fi considerată ca o zonalitate metasomatică, provocată de substituția plagioclazului cu albit (pl. I, fig. 1) și în acest sens remarcăm contactele zimțate la cristalele bordate cu albit. Unele cristale de plagioclaz conțin diverse incluziuni a căror dispoziție zonară este asemănătoare tipului „Honeycomb structure". La cristalele parțial transformate se observă sericitizarea selectivă a sîmburelui, iar zonarea este deseori marcată de un pigment caolinitic.

Repartiția statistică a tipurilor de maclă, fețelor de asociere și variația conținutului în anortit al maclelor pentru principalele tipuri de roci și pentru ansamblul rocilor eruptive sînt prezentate în tabelul nr. 1.

Tabelul nr. 1

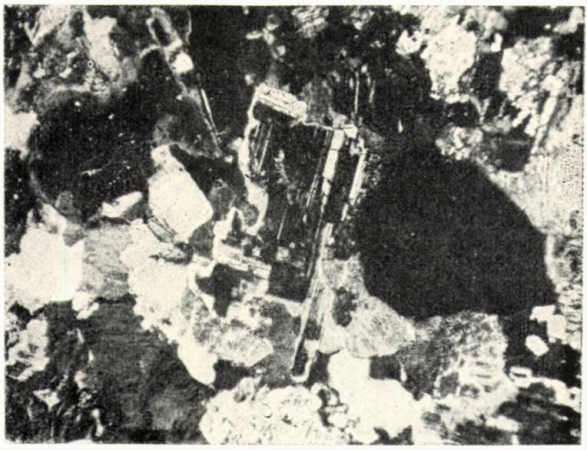
Frecvența tipurilor de maclă și conținuturile în anortit ale plagioclazilor din principalele tipuri de roci laramice

Tipul de rocă	Frecvența tipurilor de maclă (M%) Conținutul mediu în anortit (An)	Macle normale	Macle paralele				Macle complexe			Plan de asociere	
		Albit	Ala B	Ala A	Periclin	Carlsbad	Albit Carlsbad	Albit Ala B	Manebagh Ala B	010	001
Granodiorite	M%	7,4	22,2	—	3,9	—	31,4	18,4	16,7	70	30
	An	24,5	30,2	—	27,0	—	26,3	28,5	31,3		
Diorite cuarțifere	M%	41,1	—	11,7	5,8	—	23,4	—	—	80	20
	An	35,5	—	342	34,3	—	37,0	—	—		
Monzodiorite	M%	—	12,4	9,4	6,2	3,1	29,3	18,1	20,7	58	42
	An	—	38,3	34,2	40,1	32,5	36,2	30,4	35,1		
Frecvența totală pe tipuri de macle și hemitropii		17,3	12,2	7,5	5,7	1,1	30,1	12,8	133,		
		17,3	26,5				56,2				

Proiecția polilor axului de maclă pe stereograma $N_\gamma - N_\alpha$ (Kaaden) indică valori scăzute și intermediare pentru temperatura de formare a feldspaților plagioclazi, corespunzînd probabil cristalizării în condiții plutonice și subvulcanice.

PLANŞA I

Fig. 1. — Cristal de plagioclaz corodat de feldspat-potasic şi bordat de albit în granodiorit. N+ ; × 30.



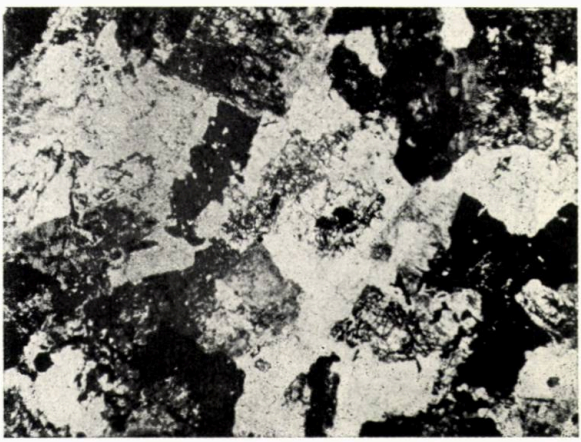


Fig. 2. — Relicte de plagioclaz, biotit şi hornblendă în ortoză în diorite cuarţifere feldspatizate N+ ; × 30.

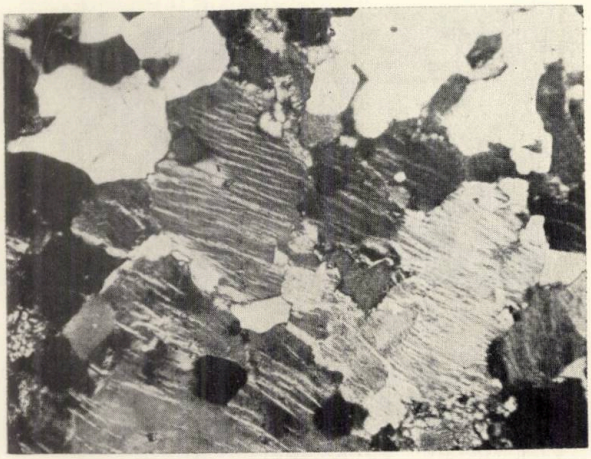


Fig. 3. — Micropertite în sienite alcaline. N+ ; × 30.

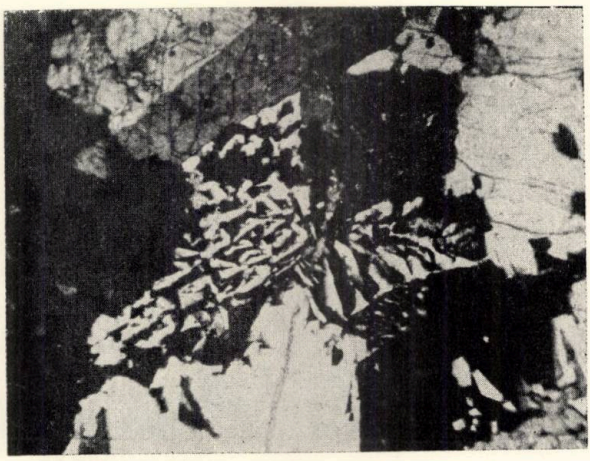


Fig. 4. — Concreșteri grafice între feldspat potasic și cuarț în granite alcaline. N+ ; × 30.

Feldspatul potasic este reprezentat în general prin ortoză. Prezintă contur euhedral, subhedral şi anhedral. În grandiorite formează deseori zone înguste, bordînd conturul cristalelor de feldspat plagioclaz. În unele cazuri corodează cristalele anhedrale de plagioclaz, pătrunzînd în interiorul acestora (pl. I, fig. 1). În cuarţ-diorite, monzonite, monzodiorite apare sub forma unor plaje substituind plagioclazii sau maficele (piroxeni, hornblendă) (pl. I, fig. 2). În microgranite formează structuri grafice cu cuarţul (pl. I, fig. 4). În unele roci porfirice (grandioritice), ortoza apare numai în mezostază. În rocile alcaline prezintă deseori caracter micro- sau criptopertitic (pl. I, fig. 3). În aceste cazuri aspectul neregulat al vinişoarelor de albit şi deformările feldspatului potasic argumentează posibilitatea unor pertite de substituţie. Domeniul de variaţie al unghiului 2 V măsurat cu M.U.F. este cuprins între 62 şi 72°, corespunzînd feldspatului potasic monoclinic.

Cuarţul prezintă forme granulare, de cele mai multe ori anhedrale, rar subhedrale. Cantitativ, este subordonat mineralelor feldspatice. Formează adeseori plaje neregulate înglobînd plagioclazul, hornblenda şi biotitul. Frecvent corodează ortoza. Formează structuri grafice cu ortoza în formă de pene şi mai rar structuri myrmekitice.

Amfibolii sînt reprezentaţi în majoritatea rocilor de o hornblendă verde pleocroică (γ — verde deschis; β — verde deschis; α — gălbui). Domeniul de variaţie al unghiului de extincţie (M.U.F.) : $\gamma \wedge c = 17-23°$; $2V = 64-66°$. Prezintă macle după (100) şi structuri zonare. Deseori apare sub forma unor cristale ciuruite cu aspect de agregat, aceasta facilitînd resorbţia şi invadarea ei de către lamelele de biotit. În alte cazuri prezintă benzi de reacţie de magnetit şi piroxeni, precum şi incluziuni de zircon şi apatit. Rar a fost întîlnită o varietate sodică (hastingsit) prismatică, alungită, cu pleocroism; γ — verde închis; β — brun — gălbui; α — verzui — gălbui; $\gamma \wedge c = 20°$ $2V_\alpha = +28°$.

Prin alterarea hornblendei se formează de asemenea o varietate fibroasă actinolitică dezvoltată în cuiburi sau snopi.

Piroxenii apar de obicei în rocile mai bazice (diorite) şi mai rar în granodiorite, fiind reprezentaţi în general prin augit. Augitul apare în cristale idiomorfe alungite după axul C. Este slab pleocroic în culori violacee. Constantele optice: $\gamma \wedge c = 46°$; $\Delta = 0{,}024$; $2V_\gamma = 68°$ — indică o varietate mai bogată în fier. În diorite, deseori, este înlocuit de o hornblendă brună. În alte cazuri se alterează în hematit sau limonit, apărînd opacizat pe margini şi cu mici cuiburi de limonit în interior, în final ajungîndu-se la înlocuirea lui completă cu oxizi de fier. În rocile cu caracter alcalin (monzodiorite, sienite şi granite alcaline) se remarcă o tranziţie gradată la augit egirin. Valorile unghiurilor de extincţie şi $2V_\alpha$ corespund pe diagrama Larsen-Trogger (1968) unor termeni din seria izomorfă augit-egirin cu 15—60% mol. egirin în compoziţie. În secţiune se poate observa înlocuirea treptată a augitului cu egirin sau augit egirin. Egirinul apare rar şi independent sub forma de cristale alungite după axul C($\alpha \wedge C = 1-8°$; $\Delta = 0{,}05$).

Biotitul apare alături de hornblendă sau singur. Pleocroism α = brun γ = galben. Cel mai des apare sub forma unor fenocristale mari ciuruite de feldspaţi sau ca foiţe fine cu contur neregulat în interstiţiile feldspaţilor (γ = verde; β = brun; α = galben). De multe ori pseudomorfozează cristalele de hornblendă sau apare pe marginile cristalelor de magnetit, fiind

transformat la rîndul său în penin. Biotitul conține incluziuni de plagioclaz, magnetit, sfen, apatit, rutil (sagenit) și zircon care generează aureole pleocroice.

Mineralele accesorii sînt reprezentate prin sfen, apatit, zircon, rutil, magnetit, pirită. Local se remarcă îmbogățiri în sfen și apatit cu dimensiuni apreciabile. Adesea sfenul este asociat cu magnetit; în acest caz este prezent și leucoxenul.

DATE PETROGRAFICE

Determinarea cantitativ procentuală a componenților minerali în diferite puncte ale eruptivului cercetat a permis separarea a diferite tipuri de roci încadrate după diagrama QAP—IUGS (fig. 1) — Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks-Recommendations (1973) — în

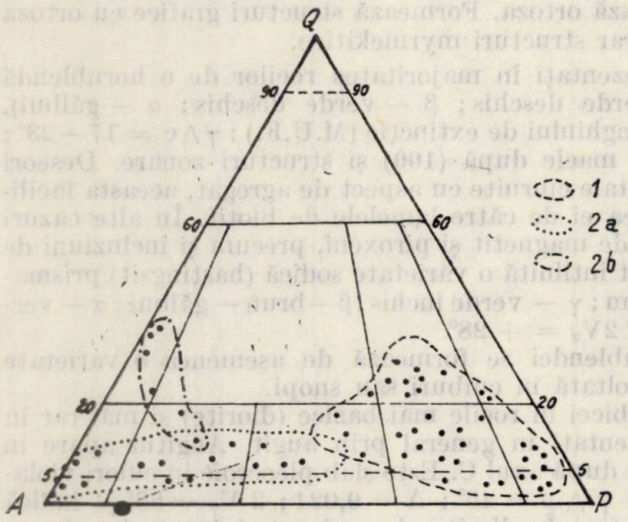


Fig. 1. — Diagrama QAP. (după recomandările subcomisiei I.U.G.S., 1973):

1, Rocile corpurilor banatitice: diorite cuarțifere, granodiorite; *2*, roci alcaline din zonele periskarn: *a*, sienite, «sienite alcaline cu egirin *b*, granite alcaline cu egirin, granite grafice.

principal, domeniilor cuarț-dioritic, grandioritic, cuarț-monzodioritic. Se remarcă de asemenea prezența unor roci alcaline de tipul sienitelor alcaline și granitelor alcaline.

Variația structurală a magmatitelor este marcantă, sesizîndu-se o tranziție gradată, de la roci cu structuri caracteristice faciesului plutonic (diorite, cuarț-diorite, granodiorite) pînă la un facies de tip porfiric. Această tranziție, bine exprimată, în special la rocile caracteristice domeniului hipabisic, predominante în regiune, prin modificarea dimensiunilor fenocristalelor și componentelor masei fundamentale, a permis separarea în cadrul rocilor granodioritice și dioritice, predominante în regiune, a unor tipuri corespunzînd grandioritelor porfirice, microgranodioritelor, porfirelor granodioritice, respectiv dioritelor porfirice și microdioritelor. Prezența predominant caracteristică și uneori exclusivă a unuia din mineralele melanocrate (biotit, hornblendă, piroxen) justifică considerarea unor varietăți,

ca : granodiorit cu biotit, granodiorit cu hornblendă, granodiorit cu piroxeni sau cuarţ-diorit cu hornblendă, cuarţ-diorit cu piroxeni. De asemenea, calculul indicelui de culoare (S t r e c k e i s e n, 1967) conduce la separarea unor mela- şi leucovarietăţi ale granodioritelor, cuarţ-dioritelor şi cuarţ -monzonitelor analizate.

Limitele de variaţie ale conţinuturilor procentuale pentru tipurile principale de roci separate, obţinute prin prelucrarea rezultatelor integrărilor sînt prezentate în tabelul nr. 2.

Pe baza examinării sistematice a eşantioanelor recoltate din întreaga regiune se poate reţine, din punct de vedere cantitativ, că magmatitele dintre valea Nerei şi valea Radimniuţei sînt reprezentate în principal prin diorite cuarţifere cu hornblendă, grandiorite cu biotit şi hornblendă şi monzodiorite cuarţifere cu hornblendă şi piroxeni.

Rocile cu caracter alcalin (sienite, sienite alcaline, granite alcaline) cu dezvoltare redusă apar pe flancul estic şi vestic al corpului Sasca Montană, în extremitatea estică a corpului Gheorghe şi la partea superioară a corpului tabular din Stînăpari. În general se dispun paralel cu contactul corpurilor cu depozitele carbonatice adiacente, remarcîndu-se o tranziţie gradată pe distanţe mici, de la grandiorite şi diorite cuarţifere, la rocile alcaline, prin modificarea raportului feldspat plagioclaz-feldspat potasic, în urma substituţiei plagioclazului prin feldspat potasic.

Caracteristică pentru magmatitele examinate este prezenţa enclavelor care pot avea caracter „homoeogen" sau „enallogen" (J. D i d i e r, 1973). Mai răspîndite sînt enclavele microgranulare cu compoziţie cuarţ-dioritică care se detaşează macroscopic printr-o culoare mai închisă pe fondul mai leucocratic al rocilor granodioritice. Au dimensiuni în general reduse, contur adesea elipsoidal (axa mare 2—12 cm) şi se întîlnesc în special în zonele periferice ale corpurilor, părînd a avea o orientare paralelă cu a acestora. În afara acestora s-au observat mici separaţii melanocrate ce pot prezenta fie aspect de şlire, fie un contur cvasicircular. Sînt constituite în principal din hornblendă şi/sau biotit, ce prezintă uneori aspecte de răsucire.

Enclavele enalogene sînt reprezentate prin fragmente de roci sedimentare carbonatice cu diferite dimensiuni şi contururi în general neregulate. La o scară mai mare, fascicularizaţiile terminale ale apofizelor banatitice pot îngloba uneori (Platoul Stînăpari) adevărate blocuri de calcare care capătă astfel caracterul unor „roofpedants".

DATE MICROTECTONICE

Rocile banatitice din regiune prezintă numeroase fisuri formate prin răcirea magmei sau ca efecte tardive ale tectonicii laramice. Pentru identificarea principalelor sisteme de fisuri au fost efectuate măsurători în zona Dealul lui Ciucar — Dealul Oraşului. Măsurătorile au fost executate în 4 aflorimente, datele obţinute fiind proiectate în diagramele din figura 2. S-au obţinut 4 maxime corespunzînd la 4 sisteme de fisuri : 1) N—S/50°V ; 2) 40—50° E/E ; 3) E—V/80—90° S ; 4) E—V/N. Primele 3 sisteme sînt mai importante, cel de-al patrulea fiind subordonat.

Tabelul nr. 2

Compoziția modală a magmatitelor laramice

Tipul petrografic	Număr secțiuni	Minerale componente în % (limite de variație)							
		Ortoză	plagioclaz	Cuarț	Hornblendă	Biotit	Augit	Augitegirin	Accesorii
Diorite	5	3,1 — 4,3	44,1—47,3	3,9 — 4,8	412,—43,2	—	1,0— 6,5	—	1,2— 2
Cuarț-diorite	7	5,4 — 6,2	42,3—44,8	9,6 —11,2	37,1—39,2	0,5— 1,4	0,5— 5,5	0,1— 1	0,5— 1,1
Cuarț-monzodiorite	4	24,2 —26,7	42,4—43,5	17,6 —18,1	10,1—15,6	0,1— 0,7	0,5— 9,7	—	0,5— 2,4
Granodiorite	14	5,4 — 6,2	13,2—14,6	52,4 —54,3	19,7—20,3	12,4—13,2	0 — 4,5	—	0,4— 2,2
Monzonite	3	39,6 —41,8	39,4—41,4	2,3 — 3,4	11,1—13,2	3,2— 3,7	10,1—18,2	—	0,1— 0,3
Cuarț-monzonite	3	45,2 —57,3	44,8—58,2	5,6 — 9,3	8,7—12,3	1,2— 1,7	7,9— 9,3	—	0,2— 1,3
Sienite	3	41,2 —45,2	16 —21,7	1,02— 1,5	16,2— 1,2	6,5— 7	—	8,9—18,4	0,8— 3,6
Sienite alcaline	4	56,9 —59,5	0 — 3,5	—	1,5— 2,5	—	—	19,2—24,4	0,6— 2,5
Granite alcaline	3	53,8 —60,4	0 — 5,9	20,2 —35,2	0 — 3,4	—	—	4,9—24,8	0,5— 2,5
Microgranite	3	70,14—72,11	—	27,18—28,72	—	—	—	—	0,4— 1,8

Fisurile din primul sistem — longitudinale — sînt paralele cu direcţia corpului banatitic, urmărind variaţiile locale ale direcţiei acestuia. Filoane aplitice sau cuarţifere cimentează frecvent aceste fisuri şi se observă deseori benzi decimetrice de skerne apobanatitice cu aceeaşi orientare.

Fisurile din sistemul doi sînt mai slab evidenţiate decît fisurile din primul sistem, dar au o frecvenţă mai mare. Ele au înclinare contrară perpendiculară pe aceea a corpului eruptiv şi reprezintă probabil fisurile Q (E. C l o o s, 1936).

Fisurile din ultimele două sisteme au direcţii aproximativ E—V, dar înclină spre sud sistemul 3 şi spre nord sistemul 4. Aceste fisuri separă banatitul în bancuri regulate cu grosimi de 0,40—1 m şi intersectează celelalte sisteme producînd decroşări ale filonaşelor de cuarţ, dispuse după sistemul „1". Se întîlnesc frecvent şi în lucrările miniere, unde prezintă numeroase oglinzi de fricţiune cu striaţii liniare, caracteristice. Faliile mai noi se înscriu după aceste direcţii. Fisurile din ultimele două sisteme sînt probabil exokinetice în raport cu fisurile din primele două sisteme care au un caracter endokinetic.

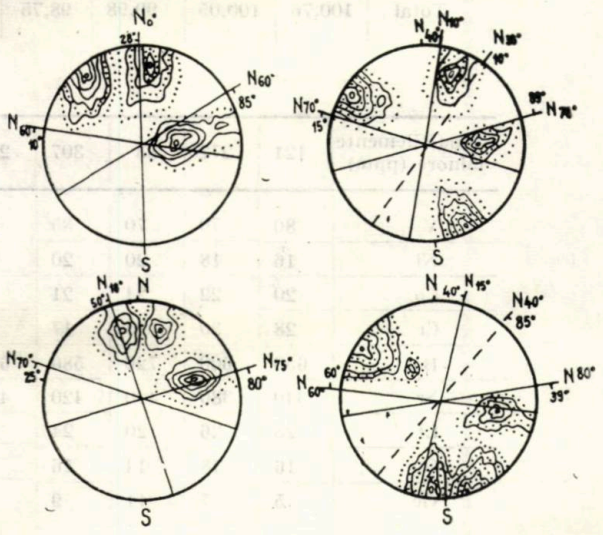


Fig. 2. — Diagramele fisurilor măsurate în magmatitele din Dealul lui Ciucar.

DATE PETROCHIMICE

Pentru urmărirea chimismului magmatitelor laramice din perimetru s-au executat 8 analize chimice[1] asupra tipurilor lor petrografice, cu răspîndire predominantă în corpurile cercetate (fig. 2). Din comparaţia conţinuturilor procentuale obţinute (tabelul nr. 3) reţinem o variaţie a aciditătii între 57,90 şi 69,32%. Conţinutul de Na_2O şi K_2O variază de la 2,95 la 5,26%, respectiv de la 1,93 la 3,48%, valori ce se încadrează în limitele cunoscute (D. G i u ş c ă şi colab., 1967) pentru regiunea Banat a provinciei laramice din România.

[2] Anailst : I o a n a A n a s t a s i u — I.G.P.S.M.S.

Tabelul nr. 3

Analize chimice ale magmatitelor laramice

Nr. probei Oxizi %	121	272	83	307	274	436	139	210
SiO_2	69,32	66,56	60,21	61,12	63,08	60,02	57,90	63,50
Al_2O_3	14,83	14,74	17,05	17,00	17,59	15,11	19,00	13,70
Fe_2O_3	1,96	3,05	3,57	5,40	3,02	4,78	5,40	5,00
FeO	1,52	2,31	1,27	0,25	1,63	3,34	0,20	0,18
MnO	0,00	0,08	0,18	0,10	0,05	0,12	0,14	0,10
MgO	1,12	2,03	2,67	2,82	2,65	2,42	2,80	2,26
CaO	2,31	2,53	5,09	5,53	5,13	5,63	6,02	7,35
Na_2O	4,15	5,26	3,78	2,95	3,62	3,64	4,25	3,22
K_2O	3,48	2,87	2,10	2,04	1,93	3,18	2,16	3,37
TiO_2	0,08	0,16	0,66	0,60	0,16	0,11	0,10	0,12
P_2O_5	0,05	0,09	0,28	0,08	0,07	0,16	0,18	0,14
CO_2	0,59	0,00	1,23	0,10	0,00	0,00	0,18	0,10
S	0,37	0,00	0,63	0,12	0,00	0,00	0,18	0,00
H_2O^+	0,19	0,13	0,23	0,14	0,26	0,33	0,08	0,10
Total	100,76	100,05	99,98	98,75	99,98	100,14	99,89	99,94

Proba/Elemente minore (ppm)	121	272	83	307	274	436	139	210
V	80	70	70	85	64	58	60	60
Ni	16	18	20	20	17	16	15	20
Co	20	22	24	21	16	14	12	18
Cr	28	30	15	17	14	26	26	10
Ba	650	600	720	580	620	610	780	800
Sr	340	380	400	420	460	420	580	500
Li	28	26	20	24	10	12	16	25
Ga	16	18	14	16	18	22	15	5
Ge	5	7	11	9	14	12	7	5

127 Grandiorit porfiric, Dealul Orașului; *272*, granodiorit cu biotit, Dealul Gheorghe; *83*, granodiorit cu biotit și hornblendă, Stînăpari; *307*, granodiorit cu hornblendă, Ogașul Ilie; *274*, diorit cuarțifer, dealul Cioaca Înaltă; *436;* diorit cuarțifer Cărbunari; *139*, monzodiorit, Dealul Orașului; *210*, monzodiorit cuarțifer dealul Calvaria.

Numărul redus de analize chimice lasă deschisă problema definirii foarte exacte a caracterelor petrochimice ale banatitelor, dintre valea Nerei și valea Radimniuței. Utilizarea unui număr relativ ridicat de diagrame în prelucrarea rezultatelor acestor analize se justifică totuși prin interesul special pe care variațiile chimice locale îl prezintă pentru caracterizarea provinciei laramice, în ansamblu, facilitîndu-se o comparare rapidă și sugestivă a parametrilor mai frecvent utilizați.

Valorile parametrilor Niggli sînt prezentate în tabelul nr. 4. Tipul de magmă (Niggli), corespunzător acestor valori, este granodioritic, cuarţ, dioritic opdalitic, cu tendinţă către magmele alcaline (dioritic essexitice).

Din diagramele construite pe baza valorilor Niggli se desprind următoarele observaţii :

— Diagrama al-fm (fig. 3 a) evidenţiază pentru banatite un caracter izofal-semisalic cu tendinţă izolată spre salic.

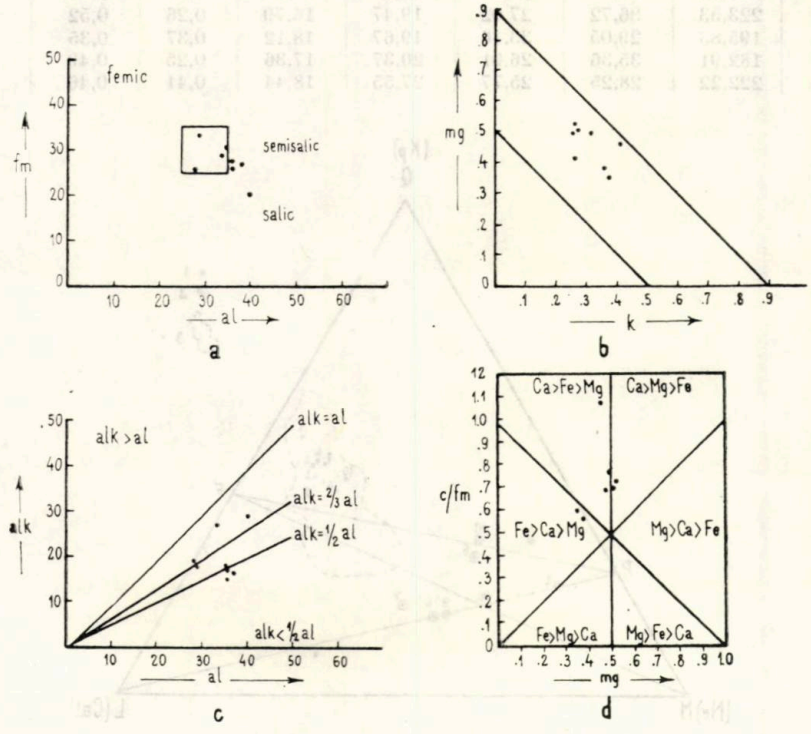


Fig. 3. — Diagramele : *a*, al—fm ; *b*, k—mg ; *c*, al—alk ; *d*, mg—c/fm.

— În diagrama mg-k (fig. 3 b) totalitatea punctelor proiectate se plasează în zona delimitată de diagonalele 0,5 mg—0,5 k şi 0,9 mg — 0,9 k caracteristică pentru rocile banatitice (D. G i u ş c ă şi colab., 1967). Cîmpul de frecvenţă maximă este delimitat de diagonalele 0,7 mg — 0,7 k şi 0,8 mg — 0,8 k caracteristic rocilor cu afinităţi pentru seria subalcalină şi alcalină.

— Pe diagrama al-alk (fig. 3 c) se observă o primă grupare în jurul liniei alk = 1/2 al la limita cîmpului roci intermediare — roci şi tendinţa de deplasare în cîmpul rocilor alcaline. Valorile lui c (fig. 3 c) se proiectează în cîmpul C normal spre limita superioară (C. B u r r i, 1959).

— În diagrama c/fm : mg (fig. 3 d) majoritatea punctelor se proiectează în cîmpul mai calcic, cu o uşoară tendinţă de predominare a Fe asupra Mg, mai accentuată la rocile cu conţinut mai scăzut în Ca.

Tabelul nr.

Valorile

Nr. probei	Si	al	Fm	c	alk	k	mg	ti
121	31,04	39,96	20,19	11,31	28,54	0,36	0,38	0,28
272	259,62	33,87	28,54	10,57	27,02	0,26	0,41	0,47
83	212,19	35,40	27,76	19,21	17,63	0,27	0,50	1,75
307	213,31	34,95	28,86	20,67	14,51	0,31	0,49	1,57
274	223,53	36,72	27,02	19,47	16,79	0,26	0,52	0,43
436	195,83	29,05	33,16	19,67	18,12	0,37	0,35	0,27
139	182,91	35,36	26,91	20,37	17,36	0,25	0,49	0,24
210	222,22	28,25	25,77	27,55	18,44	0,41	0,46	0,32

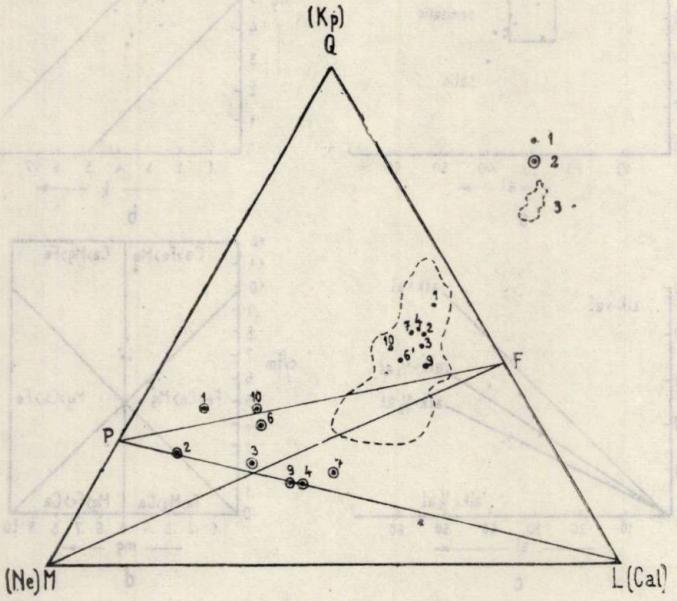


Fig. 4. Diagrama Q.L.M. (Kp . Cal . Ne).

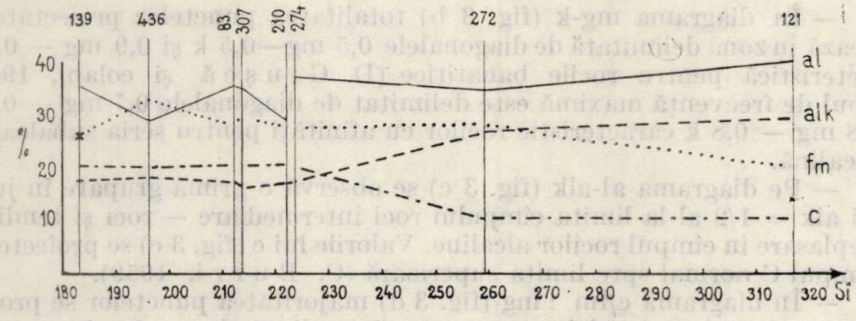


Fig. 5. — Diagrama de variație Niggli.

1, valorile QLM; *2*, valorile Kp. Cal. Nd; *3*, Cîmpul de variație pentru magmatitele laramice din Banat.

4

Niggli

P	W	cf/m	Q	L	M			qz
0,10	0,54	0,56	51,45	42,04	6,51	0,162	10,798	102,89
0,15	0,53	0,37	45,03	43,36	11,61	0,113	4,164	51,56
0,42	0,69	0,69	44,31	43,25	12,44	0,335	3,732	41,69
0,12	0,93	0,69	46,47	40,71	12,83	0,413	4,520	55,25
0,10	0,62	0,72	46,82	41,89	11,29	0,363	5,020	56,37
0,22	0,56	0,59	40,43	41,17	18,40	0,232	2,117	23,34
0,24	0,93	0,76	39,81	47,02	13,16	0,341	1,929	13,47
0,21	0,94	1,07	44,34	37,89	17,77	0,210	3,222	48,47

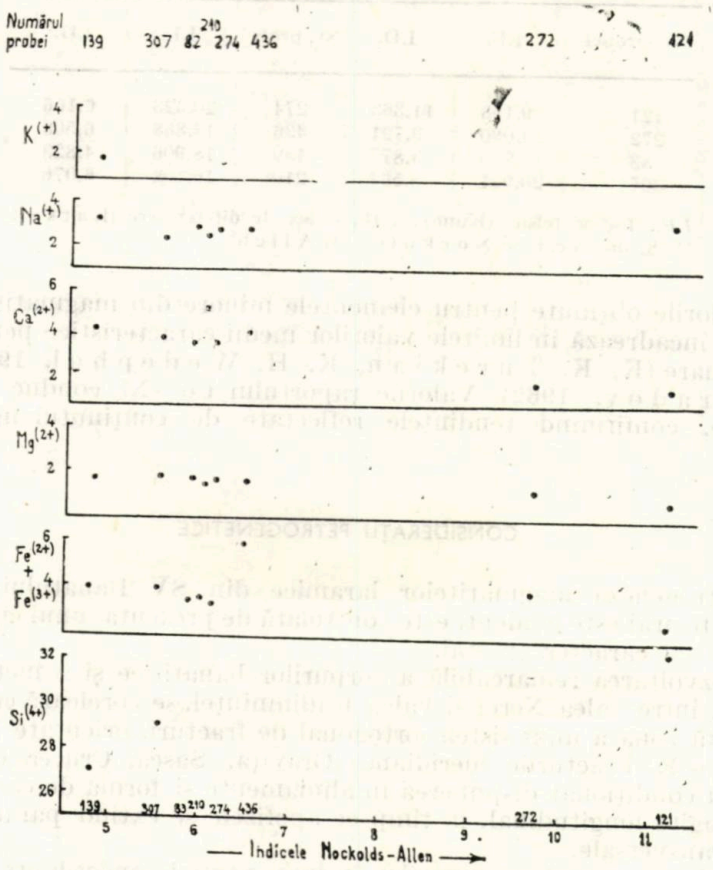


Fig. 6. — Diagrama de variaţie Nockolds-Allen.

— În diagrama Q—L—M (fig. 4), magmatitele examinate se plasează în cîmpul rocilor calcoalcaline, ocupînd o poziţie centrală în spaţiul ocupat de rocile banatitice din Banat conturat după D. Giuşcă (1966) şi evidenţiind o tendinţă de grupare spre linia PF.

— Diagrama de variaţie construită cu parametrii Niggli (fig. 5) indică o serie de diferenţiere normală. Magma izofalică este cuarţ-dioritică, urmărind linia diferenţierii subalcaline.

Tendinţele evolutive normale ale banatitelor sînt evidenţiate de asemenea de diagrama de variaţie Nockolds-Allen (fig. 6) prin alura variaţiei principalilor cationi faţă de indicele Nockalds-Allen. Se poate reţine, urmărind şi valorile indicelui felsic şi ale indicelui de diferenţiere (tabelul nr. 5), că, în ansamblu, rocile analizate prezintă un caracter calcoalcalin cu o tendinţă de diferenţiere alcalină.

Tabelul nr. 5

Valorile indicilor felsic şi de diferenţiere

Nr. probei	I.F.	I.D.	Nr. probei	I.F.	I.D.
121	9,158	11,363	274	20,623	6,166
272	13,080	9,721	436	13,868	6,508
83	19,940	5,877	139	18,906	4,823
307	20,951	5,564	210	16,108	6,076

I.F., Index felsic (Kuno); *I.D.*, index de diferenţiere (L a r s e n, 1938, modificat de N o c k o l d s şi A l l e n).

Valorile obţinute pentru elementele minore din magmatite (tabelul nr. 3) se încadrează în limitele valorilor medii caracteristice pentru rocile intermediare (K. K. T u r e k i a n, K. H. W e d e p h o l, 1961; A. P. V i n o g r a d o v, 1962). Valorile raportului Co—Ni conduc la aceeaşi concluzie, confirmînd tendinţele reflectate de conţinutul în elemente majore.

CONSIDERAŢII PETROGENETICE

Petrogeneza magmatitelor laramice din SV Banatului, al căror caracter fisural este evident, este controlată de prezenţa unui cîmp de falii profunde cu caracter crustal.

Dezvoltarea remarcabilă a corpurilor banatitice şi a metalogenezei asociate, între valea Nerei şi valea Kadimniuţei, se corelează cu existenţa în această zonă a unui sistem ortogonal de fracturi, orientate N—S, respectiv V—E. Fracturile meridiane (Oraviţa, Sasca, Crucea Otmanului, Nera) au condiţionat dispunerea în aliniamente şi forma de corpuri lamelare alungite longitudinal, în timp ce apofizele se extind paralel cu fracturile transversale.

Căderea vestică a corpurilor întinse, parţial concordante în depozitele mezozoice ale sinclinoriului Reşiţa — Moldova Nouă, indică o tendinţă de înrădăcinare spre linia tectonică principală Oraviţa, care marchează şariajul pînzei supragetice peste sedimentarul zonei Reşiţa — Moldova Nouă.

Analiza unei succesiuni de profile transversale realizate pe baza datelor de suprafaţă, din lucrări miniere şi foraje, arată însă, că spre deosebire

de zona Oraviţa — Ciclova, în zona valea Nerei — valea Radimniuţei principalele corpuri eruptive se dezvoltă de-a lungul faliei Sasca, căreia la sud de Dunăre îi corespunde falia Ridan Krepolin.

Trecerile gradate de la structuri echigranulare spre structuri porfirice ale rocilor şi caracterele optice ale feldspaţilor plagioclazi indică o consolidare în condiţii subvulcanice. Dezvoltarea magmatitelor din zona valea Nerei — valea Radimniuţei într-un facies hipabisic în comparaţie cu faciesul predominant porfiric la Moldova Nouă (Ioana Ghergheţă, 1975; D. Gheorgheţescu, 1972) şi abisic la Oraviţa — Ciclova (D. Constantinof, 1972) reprezintă probabil efectul unei eroziuni diferenţiate care poate fi datorat, credem, existenţei unor compartimente coborîte în trepte determinate de fracturi transversale, mai degrabă decît unei afundări lente spre sud (Gr. Răileanu şi colab., 1967).

Originea magmelor banatitice a fost abordată în cadrul tectonostructural alpin (centura est-mediteraneană — Petraschek, 1956; planetară — Janković, 1974). Ipotezele care conferă în formarea banatitelor un rol important proceselor de subducţie (D. Rădulescu, M. Săndulescu, 1973; H. Savu, Herz, 1974; Janković, 1974), indiferent de orientarea planului de subducţie, ca şi ipotezele care le consideră magmatite iniţiale precoce, injectate în faza graben-horst (Dewey, Bird), converg în a indica drept sursă a magmelor partea superioară a mantalei, admiţînd de asemenea o contaminare crustală. Raportul izotopilor Sr^{86}/Sr^{87} (0,708—0,714) stabilit prin analizele executate pe rocile laramice din Iugoslavia, estul Serbiei (Janković, Petcović, 1974), confirmă această apreciere.

Procesele complexe de diferenţiere magmatică desfăşurate după formarea magmei şi parţial reacţia cu rocile adiacente în timpul ascensiunii spre suprafaţă sînt controlate de condiţiile geotectonice locale. Datele mineralogice şi petrochimice prezentate pentru magmatitele din zona valea Nerei — valea Radimniuţei indică o singură etapă de manifestare a magmatismului. Neomogenitatea diferenţierii *in situ* a condus la apariţia unor zone cu caracter granodioritic, cuarţ-dioritic, cuarţo-monzo-dioritic, între care există în general tranziţii gradate, fără a se sesiza discordanţe nete. Enclavele de microdiorite ar putea reprezenta produsele unei etape anterioare a manifestărilor magmatismului în provincia laramică, corespunzînd stadiului I al magmatismului paleocen-eocen inferior (G. Cioflica, Ş. Vlad, 1973).

După S. Giuşcă şi colab. (1967), magma iniţială granodioritică a evoluat în provincia banatitică în două sensuri : bazic şi alcalin. Lipsa în zona studiată a gabbrourilor, ca şi a lamprofirelor, semnalate în sectoare limitrofe (Moldova Nouă, Oraviţa), şi prezenţa cantitativ remarcabilă a cuarţo-monzo-dioritelor sprijină ideea predominării unei tendinţe de diferenţiere alcalină reflectată de valorile parametrilor petrochimici discutaţi.

— Rocile alcaline (sienite alcaline cu egirin, sienite potasice, granite alcaline cu egirin, granite grafice) care apar în poziţia unor periskarne, sub forma unor benzi înguste, la contactul magmatitelor cu depozitele carbonatice reprezintă rezultatul unor substituţii metasomatice.

— Diferitele studii de substituţie, delimitate spaţial pe teren şi evidenţiate microscopic, privesc înlocuirea plagioclazului cu feldspatul

potasic, dispariția biotitului și hornblendei, transformarea augitului în augit-egirin și egirin, dezvoltarea pertitelor de substituție. Structurile grafice sînt consecința unei substituții selective a feldspatului pertitic de către cuarț, în zonele de slabă rezistență ale acestuia reprezentate prin benzi de deformare (M. Seclăman, E. Constantinescu, 1972).

— Parageneza și relațiile reciproce ale mineralelor rocilor alcaline sînt relativ asemănătoare cu cele întîlnite în zonele limitrofe xenolitelor carbonatice din unele masive granodioritice, dioritice (I. D. Muir, 1953; Tilley, 1952).

— Mecanismul de formare, încă incomplect lămurit, se referă la un transfer de silice, K, Na, Fe. Reacția magmei cu rocile carbonatice poate determina într-o primă etapă o scădere a silicei și culminarea geochimică a unor baze (K_2O, Na_2O, FeO) (Reynolds, 1952).

— Particularitățile petrogenezei rocilor alcaline din zona valea Nerei — valea Radimniuței, desfășurată parțial în faza subsolidus, sînt imprimate de caracterul discontinuu și de rolul deformărilor mineralelor datorate reactivării periodice a sistemului de microfisuri.

— O imagine de ansamblu asupra proceselor petrogenetice și metalogenetice, care au acompaniat intruziunea magmatitelor laramice și care au afectat atît rocile complexului sedimentar adiacent, cît și eruptivul intrus, implică luarea în considerație a asociațiilor minerale din zona de skarne apobanatitice și din zonele de autometamorfism.

— Neoformațiunile minerale rezultate prin substituția mineralelor primare sau prin depunerea direct din soluții sînt reprezentate, în cazul skarnelor apobanatitice, prin diopsid, grandite, vezuvian, antofiliat (E. Constantinescu, 1971) și în zonele de autometamorfism prin turmalină-cuarț, fluorină-cuarț, sericit-cuarț și asociațiile argilă cloritică și zeolitică (E. Constantinescu, 1976, 1977).

— Asociațiile menționate relevă o gamă termică largă (de la asociația turmalină-cuarț la asociația zeolitică), rolul notabil al mineralizatorilor (turmalină, fluorină în magmatitele autometamorfozate; vezuvian cu bor, scapolit în skarne) și evoluția poliascendentă a fluidelor postmagmatice.

MINÉRALOGIE ET PÉTROLOGIE DES MAGMATITES LARAMIQUES ENTRE LES VALLÉES DE LA NERA ET DE LA RADIMNIUȚA

RÉSUMÉ

Les magmatites laramiques (banatites) sont formées à prédominance de feldspaths. Les plagioclases sont représentés par l'andésine-labradore 25—48% An, qui présente une structure zonée normale ou récurrente inverse, grâce à la substitution métasomatique par l'albite. Le feldspath potassique (2 V : 54—62°; γ : b = 0—6°) correspond à l'ortose. Les minéraux maphiques (M — 30%) sont représentés par les amphiboles — hornblende verte (γ : c = 17—23°; 2 V = 64—66°) et hastingsite (γ : c = 20°; 2 V = 28°), piroxène-augite (γ : c = 46°; Δ = 0,024; 2 V = 68°), biotite.

Les principaux types pétrographiques séparés: quartzdiorites, granodiorites, quartmonzodiorites présentent une transaction des structures équigranulaires jusqu'aux structures porphyriques.

La présence des enclaves homéogènes et énalogènes est tout caractéristique.

Dans la zone marginale de contacte avec les calcaires, les corps banatiques sont bordés d'une bande de dimensions réduites de siénites-alcalines avec égirine, de granites alcalines avec égirine et de granites graphiques, constitués de feldspath potassique pertitique augite-égirine, égirine, quartz. Les plagioclases se trouvent en relictes dans le feldspath potassique et les structures graphiques sont le résultat de la substitution sélective du K feldspath par le quartz dans les zones de moindre résistance, représentées par les bandes de déformation (M. Secläman, E. Constantinescu, 1972).

Les roches alcalines représentent le produit des substitutions métasomatiques, à prédominance pothassique, qui ont un caractère discontinu;

Le chimisme des roches éruptives (tableau 3, figs 3, 4) nous indique un caractère calco-alcaline, à tendance de différenciation alcaline.

La pétrogenèse des magmatites laramiques qui se trouvent entre la vallée de la Nera et la vallée de Radimniuţa a été controlée par l'existence d'un système orthogonal de fractures profondes orientées nord-sud, et, respectivement, ouest-est.

BIBLIOGRAFIE

Burri C. (1959), *Petrochemische Berechnungsmethoden auf aequivalenter Grundlage*, Basel u. Stuttgart.

Cloos E. (1936), *Der Sierra Nevada-Pluton in Californien*, Neues Jahrb., **76**, Abt. B, Geol. u. Pal.

Cioflica G. (1976), *Die Entwicklung des laramischen Magmatismus in Rumänien*, Acta. Geol. Ac. Sci. H., **11**, 1–3.

Cioflica G., Vlad S. (1973), *The correlation of laramian metallogenic events-belonging to the Carpatho-Balkan area*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Serie de Géologie, **17**, *2*, Bucureşti.

Constantinescu E. (1971), *Observaţii asupra skarnelor şi mineralizaţiei cuprifere laramice de la Sasca Montană*, Anal. Univ. Buc., **XX**, 65–74.

— (1976), *Tourmaline de la zone de Cioaca Înaltă (SW du Banat)*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Geologie, **20**, *1*, 147–153, Bucureşti.

— (1977), *Filosilicaţii din zonele de autometamorfism hidrotermal de la Stinapari*, „Inst. geol., St. teh. ec., Seria I (sub tipar).

Constantinof D. (1972), *Consideraţii asupra rocilor metamorfice şi eruptive din Banatul de vest (zona Firliug — Moldova Nouă)*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **17**, 2, 177–193, Bucureşti.

Cotta v. Bernh (1864), *Erzlagerstätten im Banat und im Serbien*, p. 51–55, Wien.

Dewey, Bird (1971), *Plate tectonics and geosynclines*, Tectonophysics, **10**, *5*, *6*, 625–638.

Didier J. (1973), *Granites and their enclaves* Elsevier Co Amsterdam, London, New York.

Gheorghiţă Ioana (1975), *Studiul mineralogic şi petrografic al regiunii Moldova Nouă (zona Suvorov — Valea Mare)*, Inst. geol., St. teh. ec., Seria I, *11*, Bucureşti.

Gheorghiţescu D. (1972), *Consideraţii privind mineralogia skarnelor cu mineralizaţii cuprifere de la Vărad*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **17**, *1*, 49–66, Bucureşti.

Giuşcă D., Cioflica G., Savu H. (1967), *Caracterizarea petrografică a provinciei banatitice*, An. Inst. geol., **XXXV**, Bucureşti.

Janković Petcović (1974), *Metalogeny and concepts of the geotectonic development of Yugoslavia*, OOUR Strucna Knijiga, Beograd.

Marka G. (1869), *Einige Notizen über das Benater-Gebirge*, Jarb. K.K. Geol. Reich., **IXI**, 310–312.

Mayer C., Hemley J. (1967), *Wall rock alteration*, in *Geochemistry of Hydrothermal ore deposits* New York.

Muir I. D. (1953), *A local potassic modification of the Ballachulish granodiorite*, Geol. Mag., **XC**, *3*, 182.

Pieptea Vasilica, Ciornei A., Weingartner R. (1972), *Mineralizația cupriferă de tip diseminat din corpul subvulcanic Suvorov, regiunea Moldova Nouă*, D.S. Inst. geol., **LIX**, *2*, 65—80, București.

Rădulescu D., Săndulescu M. (1973), *The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians*, Tectonophysics, **16**, 155—161.

Șeclăman M., Constantinescu E. (1972), *Metasomatic origin of some micrographic intergrowths*, Amer. Min., **57**, *5—6*.

Turekian K. K., Wedepohl K. H. (1961), *Distribution of the elements in some major units of the earth's crust*, Bul. geol. Soc. Amer., **72**, 175—192, Boulder.

Vinogradov A. P. (1962), *Srednie sederejnaia chimiceskih elementov v glavnih tipah izverzenih gornih parod zemnoi kori*, Geochimia, **5**, 555—571, Moskva.

* * * (1973), *Classification and nomenclature of plutonic Rocks. recommendations by the IUGS, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*, N. Jb. Miner, **4**, 149—164.

Primit în redacție la 12 ianuarie 1976

Universitatea București
Facultatea de geologie-geografie

RELAȚIA DINTRE SOLUBILITATEA MINERALELOR SOLIDE ȘI STRESS

DE

MARIN ȘECLĂMAN

Relația dintre presiune și solubilitatea mineralelor solide în lichidele coexistente este cunoscută de mai mult timp (W. S. Fyffe și colab., 1959; V. P. Dreving, E. A. Kalașnikov, 1964). În forma sa generală, relația este următoarea:

$$\left(\frac{\mathrm{d}x}{\mathrm{d}P}\right)_T = \frac{V_s - \bar{V}}{(\mathrm{d}\mu_l / \mathrm{d}x)_{P,T}} \tag{1}$$

unde

x = concentrația de saturație a substanței dizolvate în soluția lichidă;
P = presiunea exterioară;
V_s = volumul molar al substanței solide, aflată în stare pură;
$\bar{V}$ = volumul molar parțial al aceleiași substanțe aflată în soluția lichidă;
μ_l = potențialul chimic al substanței din soluția lichidă;
T = temperatura absolută.

În cazul soluțiilor ideale, $(\mathrm{d}\mu_l/\mathrm{d}x)_{P,T} = RT/x$ și în acest caz, în locul relației (1), se poate scrie:

$$\left(\frac{\mathrm{d}x}{\mathrm{d}P}\right)_T = \frac{V_s - \bar{V}}{RT/x} \text{ sau } RT\,\frac{\mathrm{d}x}{x} = \mathrm{d}P(V_s - \bar{V}),$$

în care, R = constanta universală a gazelor = 1,987 cal/grad-mol.

Prin integrarea ultimei relații, în ipoteza că fazele sînt incompresurabile, obținem:

$$RT \ln \frac{x_2}{x_1} = (P_2 - P_1)(V_s - \bar{V}),$$

de unde,

$$\ln x_2 = \ln x_1 + \frac{\Delta P}{RT}(V_s - \bar{V}) \tag{2}$$

La baza relațiilor de mai sus stă premisa că presiunea este de tip hidrostatic și deci presiunea pe solide (P_s) este egală cu presiunea lichidelor coexistente (P_1). Însă, în condițiile scoarței terestre, în afara presiu-

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 22 P. 103–107, BUCUREȘTI, 1977

nilor hidrostatice, rocile pot fi supuse și unei presiuni orientate sau stress. Stressul atrage după sine variația presiunii în fazele solide, dar nu și în fluidele coexistente. Acționînd astfel, stressul influențează solubilitatea, fapt de asemenea subliniat de mai mulți petrologi. Totuși, după cîte cunoaște autorul prezentului articol, nu există încă elaborată o ecuație care să lege solubilitatea de stress, așa cum există deja între solubilitate și presiunea hidrostatică. De aceea, vom încerca să găsim o astfel de relație, plecînd de la premisa cea mai simplă că soluția este ideală și că în timpul variației stressului, presiunea pe fluide (P_1) și temperatura (T) nu se modifică.

După cum este cunoscut, la echilibru, substanța minerală solidă, în stare pură, are același potențial chimic (μ_s) cu substanța dizolvată în soluția fluidă coexistentă. Notînd cu μ_l potențialul chimic al substanței în soluție, la echilibru, se poate scrie :

$$\mu_s = \mu_l$$

În acord cu J. Verhoogen (1951), F. J. Turner și J. Verhoogen (1967), variația stressului pe solid atrage după sine o modificare corespunzătoare a potențialului chimic al solidului,

$$\mathrm{d}\mu_s = V_s \, \mathrm{d}\vec{P}$$

unde, $\vec{P}$ este media celor trei componente ale stressului, $\vec{P}_1$, $\vec{P}_2$, $\vec{P}_3$, în cele trei direcții perpendiculare, X_1, X_2, X_3, adică,

$$\vec{P} = (\vec{P}_1 + \vec{P}_2 + \vec{P}_3)/3$$

Pentru păstrarea echilibrului între solid și soluția fluidă, este necesar ca simultan să aibă loc o egală variație a potențialului chimic al substanței dizolvate, adică

$$\mathrm{d}\mu_s = \mathrm{d}\mu_l$$

Însă, avînd în vedere că presiunea pe fluid rămîne constantă pe tot timpul variației stressului, potențialul chimic al fluidului nu poate fi modificat decît prin schimbarea concentrației și, deci, la T = constant, vom avea :

$$\mathrm{d}\mu_l = RT \mathrm{d} \ln x = RT \frac{\mathrm{d}x}{x}$$

De aceea, în loc de $\mathrm{d}\mu_s = \mathrm{d}\mu_l$, se poate scrie

$$V_s \, \mathrm{d}\vec{P} = RT \frac{\mathrm{d}x}{x}$$

iar prin integrare, obținem

$$V_s(\vec{P}_2 - \vec{P}_1) = RT \ln \frac{x_2}{x_1}$$

de unde,

$$\ln x_2 = \ln x_1 + \frac{V_s}{RT}(\vec{P}_2 - \vec{P}_1) \qquad 3)$$

sau :

$$x_2 = x_1 \exp \frac{V_s}{RT}(\Delta \vec{P}) \qquad (3')$$

Relația (3) este asemănătoare cu relația (2), cu o singură deosebire care ar putea prezenta o importanță ceva mai mare pentru geologi. Conform relației (2), creșterea presiunii hidrostatice poate determina nu numai o creștere, dar și o micșorare a solubilității solidelor în fluid, în funcție de diferența dintre volumul molar al substanței solide și volumul parțial molar al aceleiași substanțe în soluție. Astfel,

— dacă $V_s - \overline{V} > 0$, solubilitatea crește cu presiunea hidrostatică ;
— dacă $V_s - \overline{V} < 0$, solubilitatea scade cu presiunea hidrostatică ;
— dacă $V_s - \overline{V} = 0$, solubilitatea nu este influențată de presiunea hidrostatică.

Aprecierea volumelor parțiale este dificilă, căci ele depind de numeroși factori, cum ar fi natura soluției, concentrația celorlalți componenți în soluție etc., factori greu de precizat în diferite cazuri concrete. Totuși, se poate face o remarcă generală. La soluțiile ideale, volumul molar al substanței pure este egal cu volumul parțial molar și, deci, $V_s - \overline{V} = 0$. Soluțiile foarte diluate se comportă aproape ca niște soluții ideale. Majoritatea mineralelor solide din roci au o solubilitate foarte mică în fluidele apoase coexistente la temperaturi inferioare celor magmatice. Se poate, deci, spune că soluțiile apoase coexistente cu mineralele solide sînt foarte diluate și în acest caz diferența $V_s - \overline{V}$ este foarte mică. Ca urmare, influența presiunii hidrostatice asupra solubilității fazelor solide în fluidele din roci este de regulă mică, aproape neglijabilă.

Așa cum rezultă din relația (3), influența stressului asupra solubilității este în funcție exclusiv de volumul molar al solidului. La temperatură constantă, creșterea stressului determină întotdeauna o creștere a solubilității, proporțional cu volumul molar al substanței solide (tabelul nr. 1). De aceea, dacă stressul acționează asupra unei asociații minerale, aflată în echilibru cu o soluție de pori, va avea loc o dizolvare suplimentară a tuturor solidelor, micșorîndu-se astfel masa solidelor. Dar, în același timp se modifică înseși raporturile cantitative dintre solide, în sensul că mineralele cu volume molare mari își micșorează proporția față de mineralele cu volume molare mici. Creșterea stressului are probabil o implicație ceva mai mare în cazul modificațiilor polimorfe, care coexistă în aceeași parageneză, cum sînt de exemplu distenul și șillimanitul din șisturile cristaline.

În astfel de situaţii, creşterea stressului poate duce la o dizolvare totală a modificaţiilor cu volum molar mai mare şi o creştere relativă a proporţiei modificaţiilor cu volum molar mai mic. Scăderea stressului conduce la un proces contrar.

Tabelul nr. 1

Creşterea solubilităţii unor minerale, la diverse temperaturi, determinată de creşterea stressului cu 1000 atm, calculată după relaţia (3)

Mineralul	V_s, (cm^3)	Creşterea solubilităţii, exprimată prin raportul x_2/x_1				
		25°C	125°C	225°C	325°C	425°C
Cuarţ	22,7	2,6	1,9	1,6	1,43	1,23
Calcit	37	6,5	3,1	2,5	2,1	1,9
Albit	100	59	21	11,5	7,9	5,8
Anortit	100	59	21	11,5	7,9	5,8
Microclin	109	34	28	14,5	9,1	6,7
Disten	44	5,9	3,8	2,9	2,5	2,1
Andaluzit	51,5	8,1	4,8	3,7	2,9	2,6
Pirită	24	1,6	1,3	1,25	1,1	1,07

x_1 = concentraţia de saturaţie a mineralului la stressul iniţial P_0; x_2 = concentraţia de saturaţie la stressul final $P = P_0 + 1000$ atm.

THE RELATION BETWEEN NONHYDROSTATIC STRESS AND SOLUBILITY OF SOLID MINERALS

ABSTRACT

The relation between hydrostatic pressure and solubility of pure solid minerals in liquid is well known. In its general form this relation is given in equation (1), and in its particular form in (2), where x = concentration of mineral substance in saturated liquid solution; P = hydrostatic pressure; V_s = molal volume of pure solid substance; $\overline{V}$ = partial molal volume of the same substance in solution; μ_i = chemical potential of substance in solution; T = absolute temperature. All naturally deformed rocks must have been subjected to high nonhydrostatic stress. Under stress, the pressure upon solid phases ($\vec{P}$) may be changed within large limits, while the pressure on coexistent fluid (Pf) remains constant. The possible effects of such stress upon solubility of solid minerals have been underlined by many workers, but only in qualitative form. Here is made an attempt to deduce the relation between stress and solid solubility, assuming that

the solution is ideal, and Pf = constant. The relation is given in equation (3).

The relation $X\vec{}_{P+\ 1000}$ atm/$X\vec{}_{P+}$ for some minerals, computed by equation (3), is given in table No. 1.

BIBLIOGRAFIE

DREVING V. P., KALAȘNIKOV E. A. (1964), *Pravile faz*, Izdat. Moskovskogo Universiteta.

FYFFE W. S., TURNER F. J., VERHOOGEN J. (1959), *Metamorphic reactions and metamorphic facies*, Baltimore.

TURNER F. J., VERHOOGEN J. (1967), *Petrologia rocilor magmatice și metamorfice*, Edit. tehnică, București.

VERHOOGEN J. (1951), *The chemical potential of a stressed body*, Amer. Geophys. Union, Trans. 32, p. 251–258.

Primit în redacție la 6 noiembrie 1975

Universitatea București
Facultatea de geologie-geografie

ADULARIZAREA ANDEZITULUI CUARȚIFER DIN REGIUNILE VĂLIȘOARA ȘI CORDUREA (MUNȚII METALIFERI)

DE

I. BERBELEAC

INTRODUCERE

În Munții Metaliferi, așa cum rezultă din studiile efectuate (M. Borcoș, Constantina Stanciu, 1965; Constantina Stanciu și colab., 1967; V. Ianovici și colab., 1969), prezența adularului ca neoprodus în aureolele hidrometasomatice afiliate activității postmagmatice terțiare este remarcată aproape pretutindeni, dar în puține locuri este caracteristică. De aceea, în această lucrare, ne propunem să prezentăm două din regiunile în care procesele de adularizare sînt deosebit de reprezentative și confirmă o legătură directă cu mineralizațiile auro-argentifere. Aceste regiuni, Vălișoara și Cordurea (Hărțăgani), se situează pe rama estică a bazinului cu depozite sedimentare terțiare Brad — Săcărîmb și ocupă o poziție centrală în cadrul Munților Metaliferi.

CADRUL GEOLOGIC

Structurile vulcanice de la Valișoara și Cordurea reprezintă două caldere de prăbușire evoluate (I. Berbeleac, 1975 *a*) situate în zona de intersecție a două aliniamente vulcano-tectonice: unul Săcărîmb — Cetraș — Cordurea — orientat NV—SE și celălalt Dealul Fetii — Barza — Coasta Mare — Vălișoara — cu direcție perpendiculară. Cele două caldere cuprind în exclusivitate produsele vulcanice generate în ciclul al II-lea (tortonian-pannonian), în totalitate reprezentate de varietăți ale andezitului cuarțifer.

Caldera de la Vălișoara (2/0,5 km) cuprinde două aparate vulcanice: unul situat în zona dealul Porcurea — valea Trufii, constituit din andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit (tip Vălișoara), iar altul în Dealul Băilor, care inițial a emis aceleași roci pentru ca apoi să dea andezite cuarțifere cu hornblendă (tip Barza). Aparatele menționate cuprind brecii de coș andezitice neogene, filoane și dyke-uri radiare, semicirculare și circulare (I. Berbeleac, 1975 *a*) amplasate marginal neck-urilor situate în dealurile Porcurea și Băilor.

Caldera de la Cordurea (2,5/1,2 km) este situată la circa 2,5 km vest de cea de la Vălișoara și cuprinde în interiorul ei trei aparate vulcanice, dintre care două mai vechi sînt parțial distruse. Aceste două aparate au emis andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit, corespunzătoare fazei I, de tip Căinel (tortonian superior-sarmațian inferior) și andezite cuarțifere cu hornblendă de tip Barza — faza a II-a (sarmațian-pannonian). Celă-

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 22, P. 109–118, BUCUREȘTI. 1977

lalt aparat, localizat în dealul Coasta Mare — Cordurea, a emis andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit de tip Săcărîmb (faza a II-a). Cele trei tipuri de roci menționate alcătuiesc filoane, dyke-uri, neck-uri și brecii de coș. Întreaga structură este mărginită pe trei laturi de roci sedimentare de vîrstă cretacic superior; rocile ofiolitice se întîlnesc pe latura estică.

Metalogeneza asociată activității magmatice menționate a condus la mineralizații hidrotermale, piritoase, slab aurifere (coloane și volburi) și polimetalice aurifere (volburi și filoane) la Vălișoara și cu telururi și sulfuri polimetalice aurifere (filoane) la Cordurea. Aceste mineralizații se înscriu în arii hidrometasomatice caracterizate printr-o mare varietate de neoproduse, a căror distribuție, în acord cu datele lui C. Mayer și J. J. Hemley (1967), reclamă ordonarea lor în cinci asociații: propilitică, intermediar și pronunțat argilitică, sericitică și cu feldspați potasici (adular).

RELAȚII PRIVIND ANDEZITELE CU ADULAR, MINERALIZAȚIE ȘI CELELALTE TIPURI DE ROCI HIDROTERMALIZATE

În raport cu căile de acces ale soluțiilor mineralizante, asociațiile de neominerale menționate prezintă următoarea distribuție spațială: cele cu adular, cu sericit și cu minerale argiloase însoțesc principalele fracturi filoniene—Curila și Barbura la Vălișoara și Buna Vestire și I—IV la Cordurea — porțiunile fisurate și brecifiate din andezite — volburile Crăișor și 2—3 de la Vălișoara și breciile de explozie ale coșurilor. Asociația propilitică se situează la periferia acestora, cuprinzînd arii extinse din neck-urile celor două structuri — Dealul Băilor și Coasta Mare. Subliniem faptul că în structura din Dealul Băilor asociația propilitică ocupă partea centrală a neck-ului, iar celelalte asociații se situează în zonele periferice și mai ales pe rama sudică și vestică a acestuia. În cealaltă structură situația este total inversată. Această observație denotă faptul că în cele două structuri circulația soluțiilor a avut în general localizări și extinderi diferite: la periferia neck-ului și în zone foarte limitate în structura din Dealul Băilor și în partea centrală și pe arii extinse în cealaltă structură.

Principalele neominerale observate în structurile discutate relevă o mare variație a acestora în asociația de tip propilitic, intermediar și pronunțat argilitică și sericitică și o monotonie pronunțată în cea cu adular. Proporțional cu accentuarea monotoniei se remarcă, în general, o creștere a mineralelor metalice. Acest fapt ne determină să credem că între aceste asociații și mineralizații există o directă legătură marcată dealtfel de cristalizarea simultană a adularului și sericitului cu o bună parte din mineralele metalice.

PREZENTAREA ROCILOR ADULARIZATE

Vălișoara. Rama sudică a neck-ului din Dealul Băilor, între Dîmbul Văleanului, Pîrîul Băilor și valea Curechi de către Vălișoara (fost Porcurea), atrage atenția prin existența în masa rocilor andezitice propilitizate a unor volburi și filoane de dimensiuni modeste (fig. 1), mineralizate

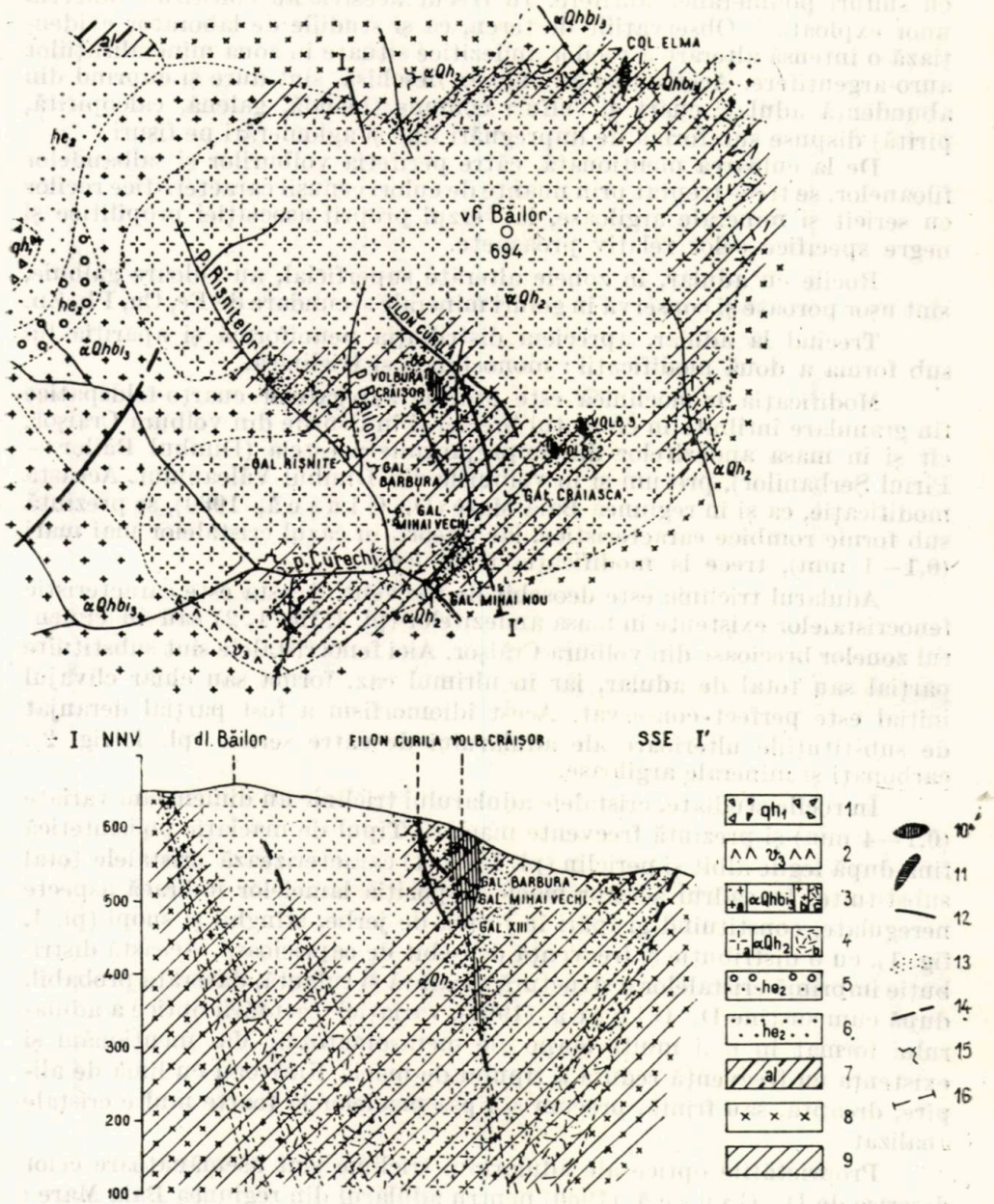


Fig. 1. — Harta geologică a sectorului vestic (Văleni) — Dealul Băilor-Vălișoara.

1, Holocen inferior; *2*, sarmațian-panonian; dacit; *3*, andezit cuarțifer cu hornblendă și biotit (Vălișoara); *a*, neck; *b*, lave; *c*, brecie de explozie; *4*, andezit cuarțifer cu hornblendă (Barza); *a*, neck; *b*, brecie de explozie, helvețian superior?; *5*, conglomerate și pietrișuri; *6*, gresii, nisipuri și argile; albian; *7*, fliș alunitic; *8*, roci ofiolitice; *9*, alterări hidrometasomatice; *10*, volbură; *11*, coloană mineralizată; *12*, filon; *13*, diseminări; *14*, falie; *15*, galerie; *16*, secțiune geologică.

cu sulfuri polimetalice aurifere. În trecut acestea au constituit obiectul unor exploatări. Observaţiile de teren, ca şi studiile de laborator evidenţiază o intensă alterare a rocilor andezitice situate în zona mineralizaţiilor auro-argentifere. Aceste roci au culoare deschisă, sînt dure şi cuprind din abundenţă adular, cuarţ şi sulfuri comune (blendă, galenă, calcopirită, pirită) dispuse sub formă de impregnări fine şi aglomerări pe fisuri.

De la culoarea menţionată, către periferia volburilor şi salbandelor filoanelor, se trece treptat prin nuanţe de culori cenuşii caracteristice rocilor cu sericit şi minerale argiloase, la verzui proprii asociaţiei propilitice şi negre specifice celor relativ proaspete.

Rocile cu adular, în zonele alterate superficial, au culoare gălbuie, sînt uşor poroase şi conservă în goluri minerale secundare de Fe, Cu, Pb, Zn.

Trecînd la adular, apreciem distribuţia neuniformă şi apariţia lui sub forma a două modificaţii : monoclinică şi triclinică.

Modificaţia monoclinică este proprie agregatelor cuarţo-feldspatice fin granulare întîlnite în cimentul breciei şi în fisurile din volbura Crăişor, cît şi în masa andezitelor din împrejurimile acesteia (Dîmbul Băilor — Pîrîul Şerbanilor), precum şi în volburile din Dîmbul Văleanului. Această modificaţie, ca şi în regiunea Baia Mare (D. G i u ş c ă, 1960), se prezintă sub forme rombice caracteristice, iar uneori, în cazul cristalelor mai mari (0,1—1 mm), trece la modificaţia triclinică.

Adularul triclinic este deosebit de frecvent. Acesta este caracteristic fenocristalelor existente în masa andezitelor (pl. I, fig. 1, 2) sau în cimentul zonelor brecioase din volbura Crăişor. Aici fenocristalele sînt substituite parţial sau total de adular, iar în ultimul caz, forma sau chiar clivajul iniţial este perfect conservat. Acest idiomorfism a fost parţial deranjat de substituţiile ulterioare ale adularului de către sericit (pl. I, fig. 2), carbonaţi şi minerale argiloase.

În rocile studiate, cristalele adularului triclinic au dimensiuni variate (0,1—4 mm) şi prezintă frecvente maclări. Tipul de maclaţie polisintetică fină după legile albit şi periclin (pl. I, fig. 1) caracterizează cristalele total substituite. În cadrul acestor macle dispoziţia lamelelor îmbracă aspecte neregulate, constituind grupări în formă de jerbe, stinghii şi snopi (pl. I, fig. 1), cu o distribuţie şi frecvenţă deosebit de capricioasă. Această distribuţie imprimă cristalelor o structură moarată şi rulantă, datorată probabil, după cum susţine D. G i u ş c ă (1960), variaţiei orientării optice a adularului format în mai multe etape ale metasomatozei. Mai menţionăm şi existenţa cu frecvenţă redusă a tipului de maclă Karlsbad cu linia de alipire, dreaptă, sau frîntă, precum şi lipsa maclelor la foarte multe cristale analizate.

Proprietăţile optice ale adularului triclinic sînt asemănătoare celor descrise de D. G i u ş c ă (1960) pentru adularul din regiunea Baia Mare : planul axelor optice apropiat de (010); unghiul axelor optice variabil şi mic, cuprins între 25 şi 38° şi clivaj după (010).

În zonele mineralizate, datele microscopice atestă prezenţa adularului proaspăt, dar sînt şi situaţii frecvente cînd acesta este alterat. Cele mai frecvente aspecte de alterare îmbracă două forme : în prima cristalele

Fig. 1. — Pseudomorfoze de adular maclat polisintetic (*1*) și substituit parțial de sericit (*2*). Volbura Crăișor, m 153. Vălișoara. Nic. +, × 16.

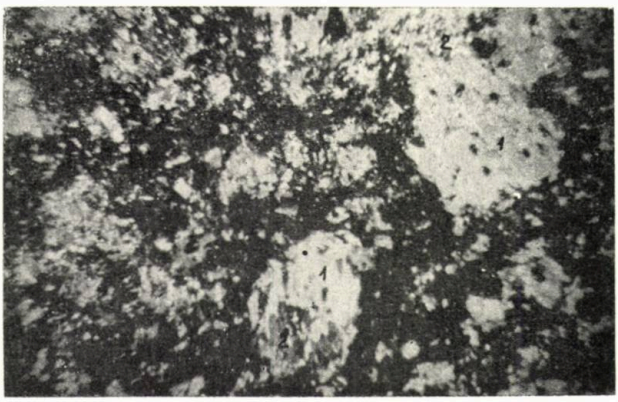


Fig. 2. — Pseudomorfoze de adular (*1*) substituit parțial cu sericit și carbonați (*2*). Filon Curila. Lat. dr. 147, m 24,5, galeria Barbura — Vălișoara. Nic. +, × 16.

Fig. 3. — Pseudomorfoze de adular triclinic maclat polisintetic (*1*). În interiorul cristalelor de adular, pirită (*2*), iar în jur masă argilizată (*3*). Dealul Coasta Mare — Hărțăgani. Nic. +, × 40.

Fig. 4. — Pseudomorfoză de adular maclat Karlsbad (*1*). Galeria Pavel m 11, Cordurea — Hărțăgani. Nic. +, × 16.

de adular sînt înlocuite parțial sau total de sericit, iar carbonatul lipsește și alta în care carbonatul este dominant.

În ceea ce privește procesele de argilizare, acestea au afectat în mai mică măsură fenocristalele cu adular, interesînd mai ales cristalele fine prezente în masa cuarțoasă.

Procesele de adularizare a andezitelor cuarțifere din regiunile studiate sînt anterioare formării sericitului, mineralelor argiloase și carbonaților. Acest fapt este ușor de remarcat, întrucît mineralele acestor asociații substituie în proporții variate adularul, conducînd la zone bine delimitate, în care unul din cele trei minerale — sericit, caolinit (illit) — manganocalcit (calcit) — predomină asupra celorlalte. Aceste minerale s-au format ca urmare a depășirii condițiilor de stabilitate a feldspaților și a modificării soluțiilor hidrotermale.

Alte roci adularizate s-au mai întîlnit ca elemente în produsele piroclastice ale andezitelor cuarțifere cu hornblendă de pe Valea Satului (Vălișoara) și Valea Rea (Hărțăgani). Elementele adularizate reprezintă aici andezite puternic silicifiate și mineralizate cu pirită și sulfuri polimetalice, în care fenocristalele de feldspat plagioclaz sînt substituite parțial de adular triclinic și sericit, microlitele alcătuind în totalitate adular monoclinic și triclinic. Aceste elemente pot fi asociate erupțiilor andezitelor de Căinel și dacitelor de Roșia Montană (ciclul II, faza I). Este interesant de subliniat că și aceste roci cuprind, ca și la Vălișoara și Cordurea, concentrații de aur.

Cordurea. În structura de la Cordurea adularul este omniprezent, iar procesele de adularizare au afectat în mod deosebit breciile de coș și dyke-urile de andezite situate în partea centrală a aparatului vulcanic din Coasta Mare, în zona fracturilor mineralizate cu telururi auro-argentifere — filonul Buna Vestire — sau cu pirită și aur—filoanele I—IV. La suprafață, în zona maximă de dezvoltare — pîrîul Coasta Mare — adularizarea afectează în egală măsură atît brecia de coș și dyke-urile andezitelor cuarțifere de tip Săcărîmb, cît și filoanele și dyke-urile andezitelor cuarțifere de tip Barza. Observațiile făcute în galeria de bază din valea Carpenilor relevă situații în care elementele de andezite și cimentul breciei de coș corespunzătoare erupției de Barza sînt adularizate. Întrucît asemenea elemente de andezite adularizate au fost întîlnite în galeria de bază în unele porțiuni în care atît elementele, cît și cimentul breciei aparatului din dealul Coasta Mare — format în faza de erupție a andezitului cuarțifer de tip Săcărîmb — nu sînt adularizate, rezultă că la Cordurea adularul s-a format în două etape : una asociată erupțiilor andezitelor cuarțifere de tip Barza, iar alta afiliată activității postmagmatice corespunzătoare andezitului cuarțifer de tip Săcărîmb.

În linii generale, rocile adularizate și proprietățile optice ale adularului de la Cordurea prezintă caractere asemănătoare cu cele menționate pentru structura de la Vălișoara. Există și unele deosebiri, printre care menționăm abundența modificației triclinice și substituția mai pronunțată a acesteia cu minerale argiloase (pl. I, fig. 3, 4).

CHIMISMUL ROCILOR ADULARIZATE

Informaţiile referitoare la chismul rocilor adularizate provin din interpretarea analizelor chimice (I. B e r b e l e a c, 1975) efectuate pentru oxizii de K, Mg şi Ca (fig. 2) în rocile alterate din structura Vălişoara şi pentru aceeaşi oxizi, plus cel de Na, pentru cele din structura Cordurea (fig. 3).

La Vălişoara, valorile oxidului de K cresc simţitor în rocile cu adular, frecvent depăşind 6% (I. B e r b e l e a c, 1975 *b*) în porţiunile puternic mineralizate cu sulfuri polimetalice aurifere. Aceste valori sînt proprii vol-

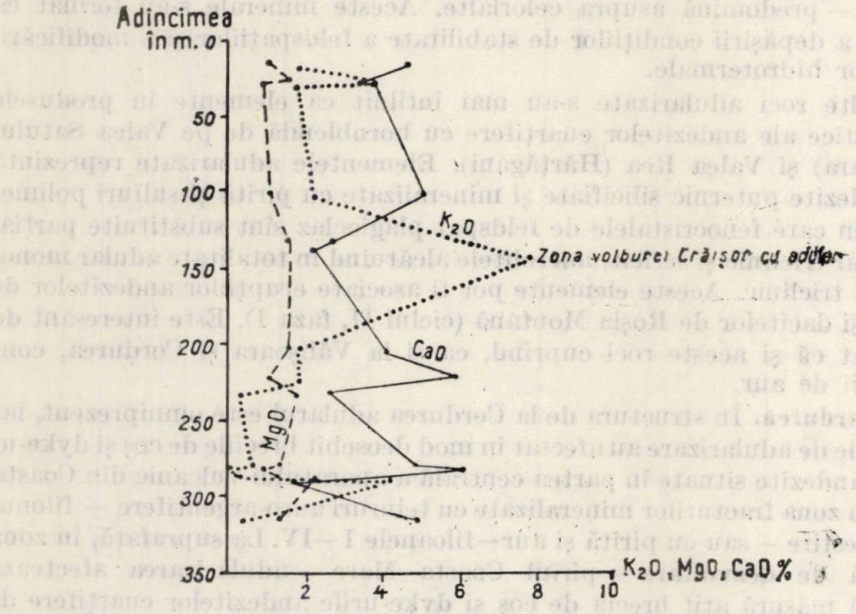


Fig. 2. — Variaţia oxizilor de Ca, K şi Mg în rocile andezitice din Dimbul Băilor (foraj 24 821).

burilor mineralizate cu aur şi sulfuri polimetalice şi se delimitează net de zonele în care participă mineralele de tip sericitic, argilitic şi propilitic, unde valorile oxidului de K variază în general între 1,5 şi 4%. Acest fapt este ilustrat şi de figura 2, unde conţinuturile ridicate în K_2O din roca identificată ca adularizată şi corespunzătoare volburei Crăişor se detaşează de celelalte valori înregistrate pentru acelaşi oxid în probele analizate şi recoltate din forajul executat. Tot în această figură se remarcă valorile foarte scăzute ale oxizilor de Mg şi Ca, comparativ cu valoarea oxidului de K care depăşeşte de aproape patru ori limita normală admisă pentru roca proaspătă.

Aceleaşi observaţii pot fi formulate şi pentru structura Cordurea, unde probele analizate, provenite din galeriile Petru şi Pavel, relevă conţinuturi foarte ridicate de K_2O în breciile şi andezitele cuarţifere din aparatul vulcanic de la Coasta Mare. Probele analizate şi provenite din această structură sînt proiectate în figura 3 a—d.

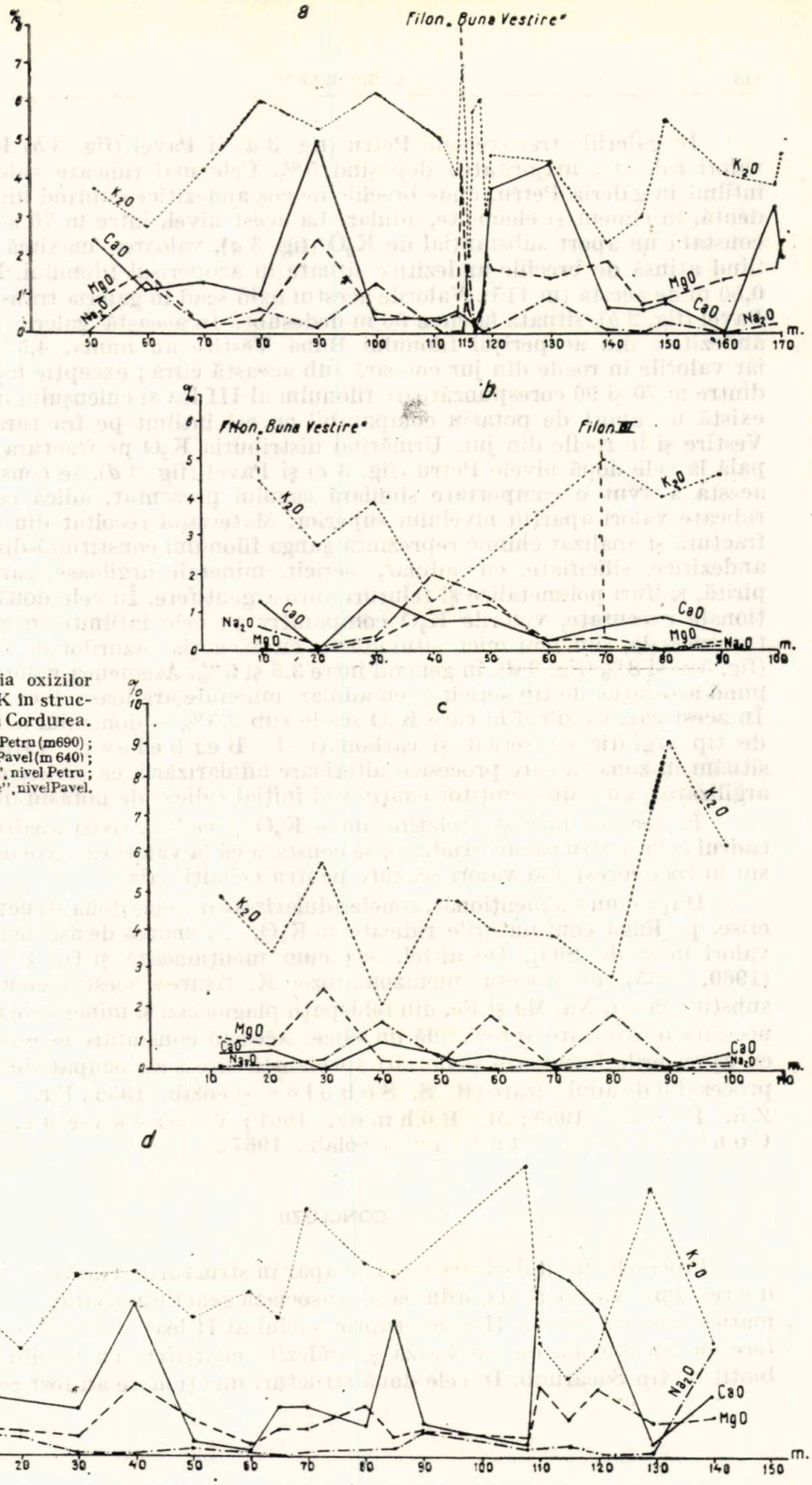


Fig. 3. — Variația oxizilor de Ca, Mg, Na și K în structura mineralizată Cordurea.

a, Galeria transversală Petru (m690); *b* galeria transversală Pavel (m 640); *c*, filon „Buna Vestire", nivel Petru; *d*, filon „Buna Vestire", nivelPavel.

În galeriile transversale Petru (fig. 3 *a*) și Pavel (fig. 3 *b*) K_2O are valori ridicate, majoritatea depășind 5%. Cele mai ridicate valori s-au întîlnit în galeria Petru, unde breciile de coș andezitice cuprind din abundență, în ciment și elemente, adular. La acest nivel, între m 70 și 130 se constată un aport substanțial de K_2O (fig. 3 *a*), valoarea maximă de 7% fiind atinsă de breciile andezitice situate în acoperișul filonului, la circa 0,50 m de acesta (m 115). Valorile acestui oxid scad în galeria transversală Pavel (fig. 2 *b*), situată la circa 50 m dedesubt. În această galerie breciile andezitice din acoperișul filonului Buna Vestire au numai 4,5% K_2O, iar valorile în rocile din jur coboară sub această cifră; excepție face zona dintre m 70 și 90 corespunzătoare filonului al III-lea și culcușului lui unde există un aport de potasiu comparabil cu cel întîlnit pe fractura Buna Vestire și în rocile din jur. Urmărind distribuția K_2O pe fractura principală la cele două nivele Petru (fig. 3 *c*) și Pavel (fig. 3 *d*), se constată că acesta a avut o comportare similară cazului prezentat, adică cele mai ridicate valori aparțin nivelului superior. Materialul recoltat din această fractură și analizat chimic reprezintă ganga filonului constituită din brecii andezitice, silicifiate, cu adular, sericit, minerale argiloase, carbonați, pirită, sulfuri polimetalice și telururi auro-argentifere. În cele două direcționale executate, valorile K_2O comparativ cu cele întîlnite în galeriile transversale, sînt mai mici, situîndu-se, cu excepția cazurilor de vîrf 9% (fig. 3 *c*) și 8% (fig. 3 *d*), în general între 3,5 și 5%. Asemenea valori corespund asociației de tip sericitic, cu adular, minerale argiloase și carbonați. În acest caz, ca și cel în care K_2O scade sub 3,5% — domeniul asociației de tip argilitic cu sericit și carbonați (I. Berbeleac, 1975) — ne situăm în zona în care procesele ulterioare adularizării, ca sericitizarea și argilizarea, au redus simțitor conținutul inițial ridicat de potasiu din roci.

În ceea ce privește relațiile între K_2O și ceilalți oxizi analizați, în cadrul celor patru cazuri studiate, se constată că la valori ridicate de potasiu în roci corespund valori scăzute pentru ceilalți oxizi.

După cum s-a menționat, zonele adularizate din cele două structui descrise, pe lîngă conținuturile ridicate în K_2O, se remarcă de asemenea prin valori mari de SiO_2. De altfel, așa cum menționează și D. Giușcă (1960, 1965), în procesul metazomatozei K, fixarea acestui element și substituția Ca, Na, Mg și Fe, din feldspații plagioclazi și mineralele femice, necesită o cantitate apreciabilă de silice. Această constatare este în acord cu aprecierile formulate și de alți specialiști care s-au ocupat de geneza procesului de adularizare (B. S. Sobolev și colab., 1956; Fr. Fiala, Zd. Pácas, 1959; M. Böhmer, 1961; V. Széky-Fux, 1964; Constantina Stanciu și colab., 1967).

CONCLUZII

Procesele de adularizare descrise apar în structurile vulcanice terțiare din regiunile Vălișoara și Cordurea și se asociază genetic activității postmagmatice asociată fazei a II-a de erupție (ciclul al II-lea) — andezite cuarțifere cu hornblendă de tip Barza și andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit de tip Săcărîmb. În cele două structuri menționate au fost recunos-

cute modificările monoclinice și triclinice ale adularului, iar formele de apariție și proprietățile optice ale acestora sînt asemănătoare cu cele descrise de D. Giușcă (1960) și Constantina Stanciu și colab., (1967) în regiunea Baia Mare. Rocile cu adular au conținuturi ridicate în K_2O și SiO_2 și scăzute în NaO_2, MgO și CaO și cuprind mineralizații auro-argentifere și cu telururi.

Procesele de adularizare prezentate au extinderi limitate și sînt comparabile ca intensitate cu cele cunoscute în regiunea Baia Mare.

ADULARIZATION OF THE QUARTZIFEROUS ANDESITE IN THE VĂLIȘOARA AND CORDUREA AREAS (METALIFERI MTS.)

ABSTRACT

Tertiary quartziferous andesites from volcanic structures associated with Vălișoara and Cordurea calderas underwent a potassic metasomatic process which led to the adularia occurrence of mono- and triclinic modification. Adularia is frequently found as fine crystals in the andesite groundmass, or as fenocrystals polysynthetically twinned. The subsequent processes by the change of the solutions character, initially rich in SiO_2 and K_2O, led to the appearance of sericite, argillaceous minerals and carbonates which substitute the adularia crystals. In all the cases the high frequency of adularia is accompanied by high contents of metallic elements, especially gold within the veins and stockworks present in the two regions. The adularization process of the rocks from the mentioned region are comparable as concerns the intensity degree with the ones known in the Gutîi Mts (Baia Mare), but are different from them by the limited spreading of the metal-bearing bodies contour.

BIBLIOGRAFIE

Berbeleac I. (1975 *a*), *Studiul petrografic și metalogenetic al regiunii Vălișoara (Porcurea)*, An, Inst. geol. geofiz., **XLVI**, București.

— (1975 *b*), *Alterarea hidrometasomatică a andezitului cuarțifer neogen din regiunile Sălișie, Vălișoara și Hărțăgani (Mții Metaliferi)*, D.S. Inst. geol. geofiz., **LXII**, *1*. București.

Böhmer M. (1961), *Relations between potassium rhyolites and mineralization in the Kremnica orefield*, Geol. Prace, **60**, *319*.

Fiala Fr., Pácal Zd. (1959), *Několik geochemickych poznámek o kyselych diferenciátech neovulkanitu v Kremnikyeh horach.*, Geol. Práce, **54**.

Giușcă D. (1960), *Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare*, St. cerc. geol., geofiz. geogr., Seria geologie, **3**.

Giușcă D., Stanciu Constantina, Dimitriu Al., Medeșan Alexandrina, Udrescu Constanța (1965), *Contributions à la géochimie des processus de séricitisation et adularisation des andésites*, Carp.-Balk. Geol. Assoc., VII Congr., Sofia, Reports, III.

Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969), *Evoluția geologică a Munților Metaliferi*, Edit. Acad. R.S.R., 742 p., București.

Meyer C., Hamley J. J. (1967), *Wall Rock Alteration*, Geochemistry of hydrothermal ore deposits, p. 116—232, New York.

Sobolev B. S., Kostiuk B. P., Bobnervici A. P., Gorbacevskaia O. N., Spitovskaia S. M., Fișkin M. I. (1955), *Petrografia neogenovih vulcaniceskih i hipabisalnih porod Sovetckise Karpat*, Kiev.

Stanciu Constantina, Udrescu Constanța, Medeșan Alexandrina (1967), *Studiul procesului de adularizare a andezitelor neogene din zăcămintele Șuior și Nistru (Munții Gutii)*, St. geol. ec., *2*, București.

Széky V. (1964), *Propylitization and potassium metasomatism*, Acta geol., **VIII**, *1—4*, 97—117.

Primit în redacție la 11 februarie 1976

Institutul de geologie și geofizică

DATE PRIVIND VÎRSTA POSTCARAPELITICĂ A GRANITULUI DE PRICOPAN (DOBROGEA DE NORD-VEST)

DE

ANTONETA SEGHEDI

Granitul de Pricopan, ce alcătuiește culmea cu același nume situată în colțul nord-vestic al Dobrogei septentrionale, este unul din masivele magmatice cu vîrstă mult discutată, el fiind atribuit fie ciclului hercinic, fie celui caledonian sau baicalian. Aprecierile diferite privind vîrsta granitului de Pricopan s-au datorat incertitudinii datării formațiunilor cu care acesta vine în contact, lipsei unor date concludente asupra relațiilor sale cu rocile care alcătuiesc masivul Greci (cert postcarapelitic), precum și interpretării contradictorii a datelor de vîrstă absolută.

Unitatea genetică cu lacolitul de la Greci și implicit vîrsta postcarapelitică a granitului de Pricopan a fost susținută de G. Murgoci (1914), D. Giuşcă (1934, 1935) și, mai recent, de O. Mirăuță și Elena Mirăuță (1959 R).

Toți ceilalți cercetători care abordează problema granitoidelor din Dobrogea de nord admit vîrsta precarapelitică a granitului de Pricopan, considerîndu-l anterior atît formațiunii de Carapelit, cît și masivului Greci, care străbate și cornifică rocile acestei formațiuni. Astfel, D. Rotman (1917), dezvoltînd ipoteza existenței a două generații de granitoide nord-dobrogene, pe baza constatării că „granitele grăunțos-fibroase" (din „axul anticlinalului Pricopan—Megina") sînt remaniate în conglomeratele de Carapelit, conchide că granitul de Pricopan este un masiv precarapelitic. A. Streckeisen (1931) acceptă de asemenea existența a două faze separate de intruziune, granitul de Pricopan fiind pus în loc în prima fază (devoniană), iar produsele acestei faze ar fi fost metamorfozate, rezultînd ortognaise. Deși apreciază că masivele Pricopan și Greci provin din aceeași magmă, I. Atanasiu (1940) admite posibilitatea consolidării granitelor de Pricopan „înaintea celorlalte granite dobrogene". În rapoartele sale, R. Ştefan susține vîrsta precarapelitică a granitului de Pricopan, considerîndu-l inițial (1954, 1955) postdevonian și antepermian; ulterior (1958), îl atribuie devonianului ?, acest granit reprezentînd magmatismul sinorogen caledonian (?), apoi (1959) acceptă intervalul devonian superior — carbonifer mediu ca posibil pentru punerea lui în loc; în final (1966, 1969) admite că intruziunea granitelor de Pricopan tîrzii orogenice s-a produs în faza asturică sau saalică a orogenezei hercinice. Revenind asupra părerii sale inițiale, O. Mirăuță (O. Mirăuță și colab., 1968) a încadrat granitul de Pricopan în grupul granitelor gnaisice precarapelitice. Dezvoltînd acest punct de vedere al lui O. Mirăuță, M. Mureşan (1975) acordă o vîrstă devonian medie-superioară tuturor granitelor gnaisice, în grupa cărora includ și granitul de Pricopan, considerîndu-le în ansamblu intruziuni preparoxismale bretone, pe baza constatării că: a) conglomeratele formațiunii de Carapelit (atribuită carboniferului infe-

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 22, P. 119—129, BUCUREŞTI, 1977

rior) remaniază elemente de granite gnaisice și b) în zona Vițelaru — Cheia, granitul de Pricopan cornifică o serie de roci slab metamorfozate regional (cuarțite, filite și calcare), asemănătoare suitei coblenziene de la Bujoarele. Spre deosebire de cercetătorii menționați, care, indiferent de vîrsta pe care i-o conferă, îl consideră un masiv paleozoic, D. Giușcă (1974) plasează granitul de Pricopan în ciclul baicalian, împreună cu granitul de Megina cu care îl asimilează.

În momentul de față, există deci o unanimitate de păreri privind vîrsta precarapelitică a granitului de Pricopan. Argumentul concret al tuturor autorilor pentru această vîrstă îl constituie prezența elementelor de granite gnaisice (la grupa cărora a fost afiliat și granitul de Pricopan) în conglomeratele de Carapelit. Astfel, elemente rulate de granite, granite leucocrate, pegmatite și granite gnaisice sînt citate în conglomeratele formațiunii de Carapelit din dealul Rachelu (Vîrteaja) (G. Murgoci, 1914; D. Rotman, 1917; R. Ștefan, 1955 R), valea Coșlug (R. Ștefan, 1959 R), dealul Ghiunaltul — Căpușul (R. Ștefan, 1955 R), valea Negoiul (O. Mirăuță și Elena Mirăuță, 1959 R), dealul Carapcea (Doina Russo-Săndulescu și colab., 1975 R), insula Blasova (O. Mirăuță și Elena Mirăuță, 1958 R). Cu excepția lui G. Murgoci (1914), care admite că aceste elemente sînt străine Dobrogei, provenind din platforma granitică rusă presiluriană, toți ceilalți cercetători consideră că ele provin din masivele Pricopan (D. Rotman, 1917; I. Atanasiu, 1940; R. Ștefan, 1955 R), Megina (D. Rotman, 1917; O. Mirăuță și Elena Mirăuță, 1962) și Hamcearca (O. Mirăuță și Elena Mirăuță, 1962; Doina Russo-Săndulescu și colab., 1975 R).

Avînd drept unic criteriu textura orientată, granitul de Pricopan a fost paralelizat cu alte masive granitice din Dobrogea de nord (cele mai importante fiind Megina, Garvăn, Chitlău, Hamcearca — Balabancea), fără să se țină seama de caracterul de cataclază și laminare al acestei texturi în cazul unora dintre masive, cum este masivul Pricopan. Astfel s-a ajuns la generalizarea și extinderea asupra tuturor granitelor considerate gnaisice a observațiilor ce priveau doar unul dintre aceste masive. De exemplu, D. Rotman (1917), remarcînd că granitul de Megina este remaniat în conglomeratele de Carapelit, susține că și granitul de Pricopan (ce ar reprezenta prelungirea spre NV a granitului de Megina) ar fi remaniat în aceleași conglomerate; descriind de fapt fenomenele de injecție de la contactul granitului de Megina, R. Ștefan (1959 R) atribuie și granitului de Pricopan o aureolă de „injecții cu formare de gnaise migmatice".

Analizînd masivele reprezentative din cele trei aliniamente (Măcin — Megina — Mircea Vodă; Pricopan; Chitlău — Hamcearca — Balabancea) în care D. Patrulius și colab. (1973 R) și M. Mureșan (1975) grupează „granitele gnaisice precarapelitice devonian medii-superioare", se constată că granite diferite din punct de vedere structural, textural și mineralogic aparțin la aliniamente diferite, deci la unități structurale diferite, în cadrul cărora prezintă relații cu formațiuni de vîrste diferite.

Astfel, granitul de Megina (cu vîrstă K/Ar de 508 m.a., determinată de Silvia Mînzatu și colab., 1975) este situat în subunitatea Carcaliu — Atmagea a unității de Măcin (D. Patrulius și colab., 1974 R),

fiind localizat în flancul estic al anticlinalului alcătuit din şisturile cristaline ale formaţiunii de Megina (de vîrstă precambrian superioară, după D. Patrulius şi colab., 1974 R). Acest granit este de fapt un ortognais cu structură granolepidoblastică, imprimată de alternarea benzilor granoblastice cuarţo-feldspatice cu benzi paralele micacee lepidoblastice. Este constituit în principal din microclin, albit-oligoclaz şi cuarţ, avînd varietăţi cu muscovit, cu biotit sau cu două mice. În cîteva puncte este prezent granatul (dealurile Piatra Greci, Cailău, Roman-Bair) şi staurolitul (dealul Roman-Bair).

Granitul de Pricopan (cu vîrsta K/Ar de 230 m.a., pe baza căreia Silvia Mînzatu şi colab., 1968 R îl plasează la sfîrşitul orogenezei hercinice, şi vîrste de 222 şi 264 m.a., considerate de M. Mureşan —1975 — ca regenerate) este amplasat în subunitatea Măcin — Balabancea a unităţii de Măcin (D. Patrulius şi colab., 1974 R), în prelungirea spre nord a sinclinalului formaţiunii de Carapelit, formaţiune cu care vine în contact la nord de dealul Piciorul Pricopanului (fig. 1). În afara zonei de la sud de valea Sulucului, unde se constată texturi masive, granitul de Pricopan prezintă textura cataclastică semnalată de D. Giuşcă (1934), I. Atanasiu (1940), R. Ştefan (1959 R), M. Mureşan şi colab. (1972 R) şi W. Kitachew (1972, teză de doctorat). Este un granit cu biotit, conţinînd uneori şi hornblendă verde.

Granitul de Hamcearca (cu vîrsta K/Ar de 320 m.a., după Silvia Mînzatu şi colab., 1975) este intrus în şisturile cristaline ale formaţiunii de Boclugea (cambrian-ordoviciană?, după D. Patrulius şi colab., 1974 R) din subunitatea Măcin — Balabancea a unităţii de Măcin. Este un granit cu textură cataclastică, frecvent lipsit de minerale melanocrate, care, atunci cînd totuşi există, sînt reprezentate prin biotit. În zona cuprinsă între valea Curături (afluent drept al văii Taiţa) la nord şi localitatea Balabancea la sud, conglomeratele de Carapelit remaniază elemente din granitele de Hamcearca şi cristalinul de Boclugea.

Rezultă deci că „textura orientată" a granitului de Pricopan nu poate constitui un criteriu pentru încadrarea lui în grupul granitelor gnaisice precarapelitice (Megina, Hamcearca etc.). Mai mult, există şi în masivul Greci (dealul Rachelu) granite leucocrate cu texturi cataclastice şi aspecte mineralogice care le apropie foarte mult de granitul de Pricopan (D. Giuşcă, 1934; R. Ştefan, 1959 R).

Prezenţa elementelor de granite de Pricopan în conglomeratele de Carapelit nu este dovedită pînă în prezent. Ea a fost doar presupusă, prin analogie cu celelalte masive de granite gnaisice cu care a fost paralelizat granitul de Pricopan şi pentru care există dovezi indiscutabile că sînt remaniate în aceste conglomerate. Prin urmare, argumentul privind vîrsta precarapelitică a granitelor gnaisice nord-dobrogene nu este verificat şi pentru granitul de Pricopan.

Studiul contactelor granitului de Pricopan cu formaţiunile înconjurătoare, precum şi al enclavelor conţinute în granit furnizează însă dovezi în sprijinul vîrstei postcarapelitice a acestui masiv.

Spre deosebire de rama nordică şi, în parte, de cea estică, unde granitul de Pricopan este mărginit de loess, precum şi de versantul estic al crestei Sulucului, unde granitul stă în contact tectonic cu granodiorite de

Greci, bordura vestică și sudică a masivului oferă contacte cu diferite formațiuni geologice. Aceste contacte se pot grupa astfel :

1. Zona din sudul văii Sulucului
2. Zona Caramalău — Fîntîna de Leac
3. Zona Cheia

1. Zona din sudul văii Sulucului. La sud de valea Sulucului, de-a lungul bordurii sale vestice și sudice, granitul de Pricopan se mărginește cu un complex de corneene rezultate pe seama formațiunii de Carapelit, străbătute de diorite și, subordonat, de granodiorite de Greci. În afara lui D. Giușcă și R. Ștefan (1966 R) care figurează o limită normală în această zonă, toți ceilalți cercetători care s-au referit la acest contact (G. Murgoci, 1914; O. Mirăuță și Elena Mirăuță, 1959 R; R. Ștefan și colab., 1969 R) trasează aici o falie între granitul de Pricopan pe de o parte și corneenele de Carapelit și dioritele de Greci pe de altă parte.

Contactul se poate urmări pe ogașul Pricopanului, unde deschiderile sînt continui pe circa 500 m și se caracterizează prin următoarele aspecte :

— atît la scara hărții, cît și la nivel de afloriment, se constată pătrunderea granitului de Pricopan sub formă de apofize, în zona alcătuită din diorite de Greci și corneene de Carapelit (fig. 1);

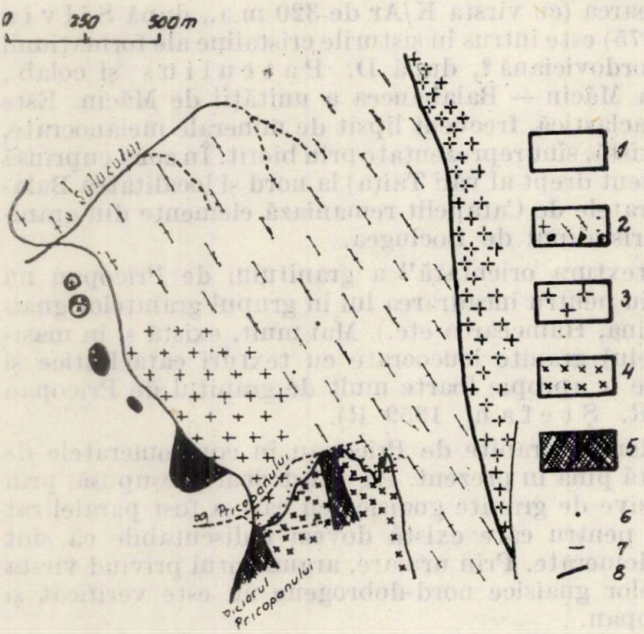


Fig. 1. — Contactul granitului de Pricopan la sud de valea Sulucului.

1, Loess; *2*, granit de Pricopan: *a*, facies masiv; *b*, facies laminat; *c*, facies marginal aplitic; *3*, granodiorit de Greci; *4*, diorit de Greci; *5*, corneene de Carapelit; *6*, enclave de diorite; *7*, filoane de granit de Pricopan; *8*, falie.

— pe întreaga suprafață vizibilă a contactului, granitul de Pricopan prezintă o bordură aplitică (pl. I, fig. 1, 2) observabilă pînă și în apofize decimetrice ; această bordură este îngustă, variind ca lățime între 5 și 50 cm, trecerea de la granitul de Pricopan larg granular la cel aplitic făcîndu-se treptat, prin scăderea granulației (de la >5 mm la $1-2$ mm) și prin reducerea pînă la dispariție a conținutului în biotit. În schimb, dioritul de

Greci apare în lungul contactului cu toate aspectele sale caracteristice : o extraordinară variabilitate structurală (de la microdiorite,microdiorite porfirice, prin diorite și diorite porfirice la diorite cu structuri pegmatoide)

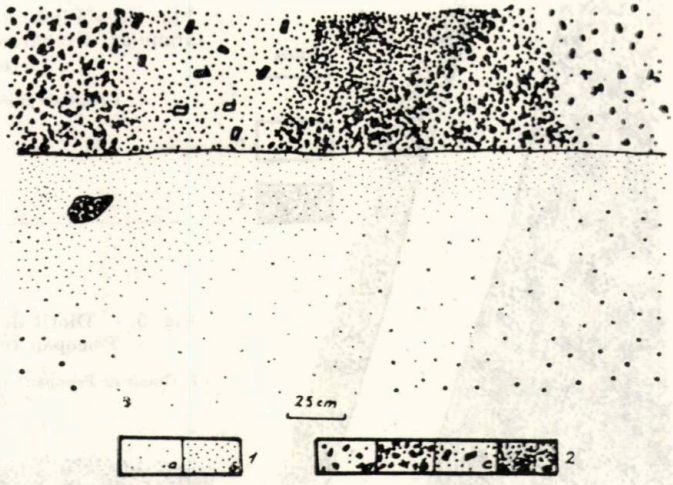


Fig. 2. — Contact între granit de Pricopan și diorit de Greci (ogașul Pricopanului).

1, Granit de Pricopan : *a*, facies larg granular ; *b*, facies aplitic ; *2*, diorite de Greci : *a*, leucodiorit larg granular ; *b*, meladiorit larg granular ; *c*, diorit porfiric ; *d*, melamicrodiorit porfiric.

și compoziționlă (de la diorite, diorite cuarțifere la tonalite, de la roci leucocrate la roci melanocrate), precum și prezența a numeroase enclave de corneene, ale căror limite cu rocile dioritice sînt greu de trasat (fig. 2, 3).

— în cîteva puncte (vizibile pe schița din fig. 1) se observă filoane de granit de Pricopan larg granular sau aplitic străbătînd dioritele de Greci (fig. 4, 5).

— în imediata vecinătate a contactului cu dioritele de Greci, granitul de Pricopan conține enclave centimetrice, cu forme angulare, de diorite identice cu cele din exteriorul masivului (fig. 2, 6 ; pl. I, fig. 1, 4).

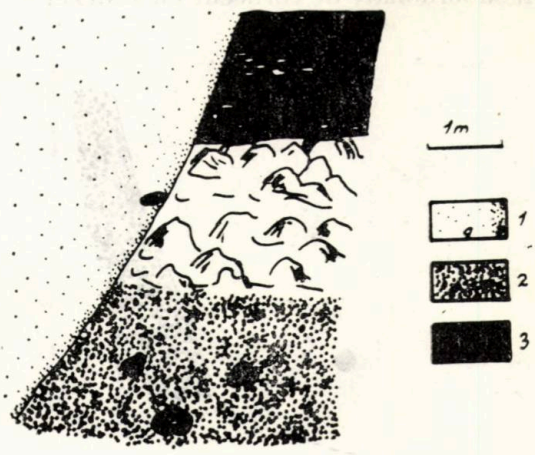


Fig. 3. — Granit de Pricopan la contact cu corneene de Carapelit și diorite de Greci (ogașul Pricopanului).

1, Granit de Pricopan : *a*, facies normal, ; *b* facies marginal aplitic ; *2*, diorite de Greci ; *3*, corneene de Carapelit.

Toate aceste caracteristici ale contactului demonstrează că granitul de Pricopan a fost pus în loc ulterior dioritelor de Greci și formațiunii de Carapelit, fiind, prin urmare, un masiv postcarapelitic.

2. În zona Caramalău — Fîntîna de Leac, granitul de Pricopan este puternic laminat de-a lungul unei zone cu o lățime de 200 m de la periferia masivului și conține pene cu lungimi de zeci de metri și grosimi centi-

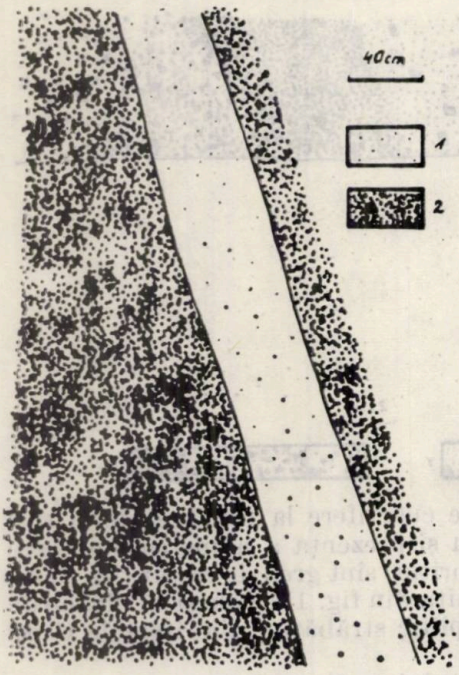
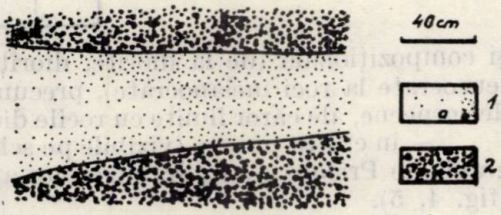


Fig. 4. — Filon de granit de Pricopan larg granular străbătînd diorit de Greci (ogașul Pricopanului).

1, Granit de Pricopan; *2*, diorit de Greci.

Fig. 5. — Diorit de Greci cu filon de granit de Pricopan (ogașul Pricopanului).

1, Granit de Pricopan: *a*, facies larg granular; *b*, facies aplitic; *2*, diorit de Greci.



metrice de corneene biotitice provenind din șisturi argiloase. Pe rama vestică a granitului se află un complex de corneene larg granoblastice cu albit — actinot — epidot, cu intercalații subordonate de corneene cu andezin --

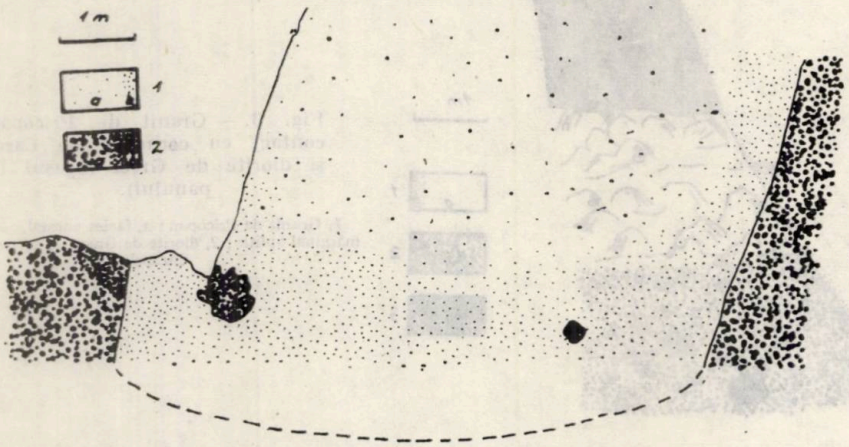


Fig. 6. — Enclave de diorit de Greci în granit de Pricopan (ogașul Pricopanului).

1, Granit de Pricopan: *a*, facies larg granular; *b*, facies aplitic; *2*, diorit de Greci: *a*, diorit larg granular; *b*, microdiorit.

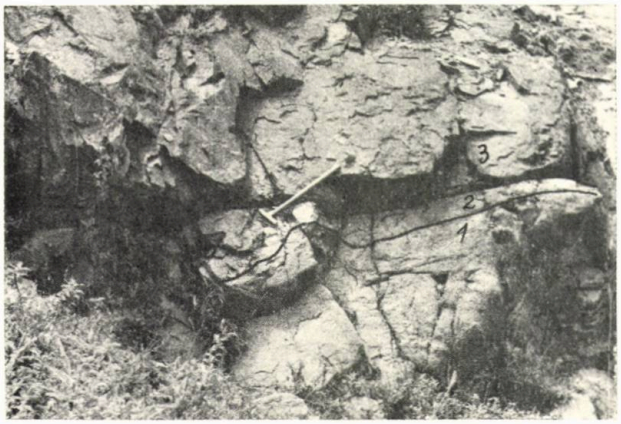


Fig. 1. — Contact granit de Pricopan-diorit de Greci (ogașul Pricopanului).

1, Granit de Pricopan larg granular; *2*, granit de Pricopan aplitic; *3*, diorit de Greci.

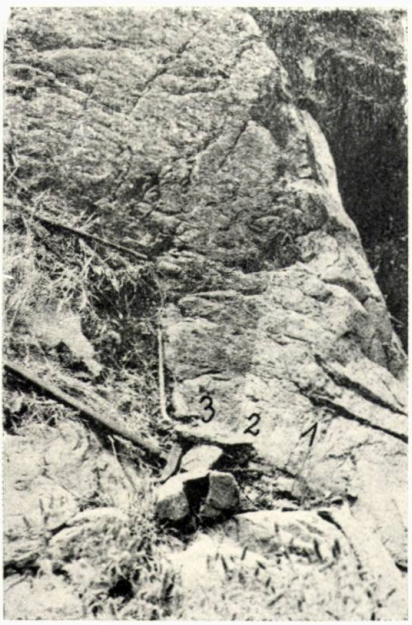


Fig. 2. — Contact între granit de Pricopan și diorit de Greci (ogașul Pricopanului).

1, Granit de Pricopan larg granular; *2*, granit de Pricopan aplitic; *3*, diorit de Greci.

PLANȘA II

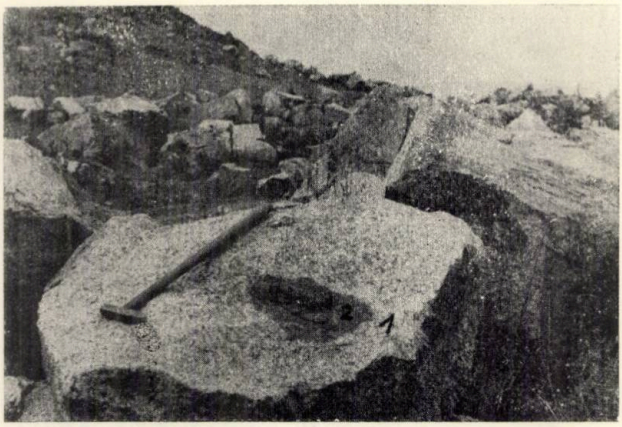


Fig. 3. — Enclavă de tip Carapelit în granit de Pricopan (cariera 1 Mai).

1, Granit de Pricopan ; *2*, corneene rubanate de tip Carapelit.

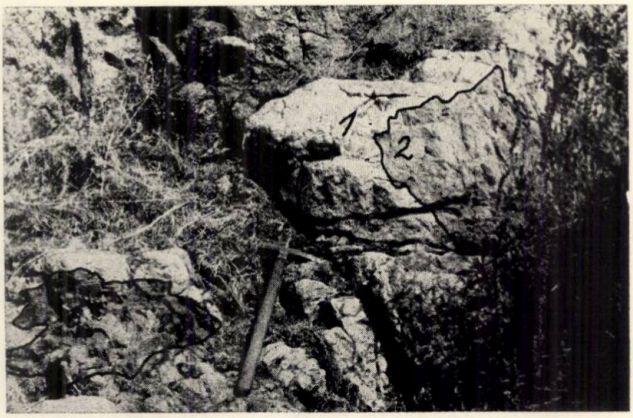


Fig. 4. — Enclavă de diorit în granit de Pricopan (ogașul Pricopanului).

1, Granit de Pricopan ; *2*, diorit de Greci.

cuarţ. Vîrsta rocilor cornificate este încă discutată, O. Mirăuţă şi Elena Mirăuţă atribuindu-le ordovician-cambrianului? (1959 R) sau devonianului inferior (1965), iar R. Ştefan considerîndu-le siluriene (1966 R) sau ordoviciene (R. Ştefan şi colab., 1969 R).

Pe dealul Caramalău, granitul de Pricopan conţine o enclavă de 200/80 m de corneene larg granoblastice (constînd din plagioclaz — cuarţ — pinit? — biotit) cu structură detritică relictă, provenind din gresii feldspatice. Deşi iniţial (1959 R) O. Mirăuţă şi Elena Mirăuţă le asimilează cu roci de tipul grauwackelor de Carapelit (susţinînd că ele demonstrează o vîrstă postcarapelitică pentru granitul de Pricopan), ulterior (1965) aceiaşi autori le acordă vîrsta devonian inferioară.

Cu toate că aceste corneene se aseamănă foarte mult, atît structural, cît şi paragenetic, cu unele corneene formate pe roci ale formaţiunii de Carapelit din sudul masivului Pricopan, nu există, la ora actuală, alte argumente pentru a le atribui acestei formaţiuni.

3. Zona Cheia. Contactul granitului de Pricopan din zona Cheia este cel mai frecvent citat în literatură, el reprezentînd argumentul pe baza căruia s-a stabilit limita inferioară a intervalului posibil de punere în loc a granitelor gnaisice precarapelitice din Dobrogea de nord (D. Patruliius şi colab., 1973 R; M. Mureşan, 1975).

Situaţia din Cheia este însă destul de complicată, atît prin lipsa argumentelor paleontologice, cît şi datorită cornificării şi laminării intense a rocilor de la contactul cu granitul de Pricopan. Ca urmare, şi interpretările privind încadrarea stratigrafică a acestor depozite au diferit nu numai de la un autor la altul, ci chiar la acelaşi autor, de la o lucrare la alta.

Astfel G. Murgoci (1914) consideră corneenele de pe clina vestică a Ceauşului (Cheia) ca reprezentînd continuarea şisturilor cristaline de la Sărărie. D. Giuşcă (1974) apreciază corneenele din zona Cheia — Caramalău ca provenind pe seama formaţiunii de Boclugea, pe care o încadrează în ciclul baicalian. R. Ştefan (1959), R. Ştefan şi V. Brana (1965 R) atribuie rocile din zona Cheia „seriei de Orliga — Priopcea — Cerna epimetamorfică", apoi R. Ştefan (1966 R) consideră cuarţitele de la carierele Viţelaru şi Cheia ca aparţinînd „seriei cuarţito-filitice ordoviciene", corneenele de la limita masivului Pricopan reprezentînd „seria filito-calcaroasă siluriană"; ulterior, R. Ştefan şi colab. (1969 R) înglobează la seria filito-cuarţitică întreaga succesiune din Cheia, precum şi cuarţitele de la Viţelaru. O. Mirăuţă şi Elena Mirăuţă (1959 R) consideră filitele şi cuarţitele din zona Viţelaru — Cheia (cornificate pe 150—200 m la contact cu granitul de Pricopan, aşa cum reiese din hartă) ca ordovician-cambriene?, figurînd şi două lentile de calcare geddinian-gothlandiene?, una în zona cornificată, alta în zona neafectată de metamorfism termic. Mai tîrziu, aceiaşi autori atribuie formaţiunile din zona Viţelaru — Cheia silurianului superior-devonianului inferior (1961 R) şi devonianului inferior (1965).

Aureola de contact a granitului de Pricopan din zona Cheia se extinde pe 100, maximum 200 m de la limita vestică a masivului. Urmează apoi, spre vest, şisturi argiloase cenuşii închise, fin micacee (formînd o fîşie de circa 100 m grosime) şi apoi se trece la cuarţitele din cariera Făcăleţu.

Descriind depozitele din sectorul Viţelaru — Cheia (şisturi argiloase cenuşii-negricioase, cuarţite şi calcare cenuşii) care ar sta discordant peste şisturile cristaline ale formaţiunii de Orliga, O. Mirăuţă (1966) le asimilează cu coblenzianul fosilifer de la Bujoarele (reprezentat, după acelaşi autor, prin ritmuri discontinui de cuarţite, şisturi ardeziene şi calcare gresoase), remarcînd că devonianul din zona Viţelaru — Cheia nu este metamorfozat regional, ci doar cornificat la contact cu granitul de Pricopan.

Complexul din dealul Vițelaru, atribuit de O. Mirăuță devonianului, reprezintă, de fapt, termenul superior al formațiunii de Orliga, stînd în directă continuitate peste cuarțitele de Orliga și fiind alcătuit din alternanțe decimetrice-metrice de gnaise calcsilicatice (microclin + cuarț + pistazzit-clinozoizit + plagioclaz saussuritizat ± diopsid ± tremolit ± scapolit) cu gnaise cuarțo-feldspatice (oligoclaz + microclin + cuarț ± epidot ± hornblendă). Aceste roci, metamorfozate regional la nivelul faciesului amfibolitelor cu almandin, sînt intens laminate și retromorfozate pe planul faliei ce separă formațiunea de Orliga de cuarțitele din cariera Vițelaru. În această situație, depozitele paleozoice din zona Vițelaru — Cheia sînt reprezentate numai prin cuarțitele din carierele Vițelaru și Făcălețu și prin șisturile argiloase din dealul Cheia, formațiuni în care se remarcă direcțiile NNV—SSE caracteristice paleozoicului din unitatea de Măcin, spre deosebire de cele E—V, din cadrul formațiunii de Orliga. Ținînd cont de litologia lor (cuarțite și șisturi argiloase), vîrsta lor devoniană devine îndoielnică, devonianul lipsind de altfel în subunitatea Măcin — Balabancea.

În timp ce cuarțitele ar putea fi atribuite formațiunii de Boclugea, șisturile argiloase nu pot fi încadrate în aceeași formațiune, ele nefiind metamorfozate regional. Prin urmare, aceste șisturi ar putea aparține fie formațiunii siluriene de Cerna (D. Patruliu s și colab., 1973 R) (necunoscută însă în această subunitate tectonică), fie, mai probabil, formațiunii de Carapelit. În absența unor date concrete, problema vîrstei cuarțitelor din cariera Vițelaru și a cuarțitelor și șisturilor argiloase din zona Cheia rămîne deschisă.

Indiferent însă cărei perioade din paleozoic îi aparțin depozitele în discuție, aceasta nu contrazice vîrsta postcarapelitică a granitului de Pricopan. Existența formațiunii de Carapelit în zona Cheia ar fi doar o confirmare suplimentară a acestei vîrste.

Studiul enclavelor din granitul de Pricopan oferă de asemenea date privind relația de succesiune formațiune de Carapelit și diorit de Greci — granit de Pricopan.

În cîteva puncte ale masivului se găsesc enclave de corneene de tipul celor de la contactul sudic al granitului de Pricopan. În carierele 1 Mai și Derea, enclavele au dimensiuni centimetrice și contururi angulare (pl. I, fig. 3). În zona Cheia, pe o fișie de 200 m de la bordura vestică a masivului, enclavele au forma unor pene alungite NNV—SSE, granitul de Pricopan de la contactul cu enclavele prezentînd un facies aplitic. Asemănările structurale și paragenetice cu corneenele rezultate pe seama formațiunii de Carapelit din dealul Piciorul Pricopanului sînt remarcabile.

Tot în zona Cheia, granitul de Pricopan conține și enclave de diorite. Aici, în mai multe puncte în lungul unui aliniament NNV—SSE, se găsesc enclave de diorite cu aspectul tipic al dioritelor de Greci. Două dintre acestea sînt mai mari și prezintă contacte clare cu granitul de Pricopan.

Una dintre ele (fig. 7), cu dimensiuni de 15/10 m, este situată la circa 150 m nord de gura ogașului din sudul dealurilor Cheii. Dioritul, intens laminat, ca și granitul de Pricopan înconjurător prezintă o mare variabilitate structurală și mineralogică și conține enclave centimetrice-decimetrice de corneene de tip Carapelit. Granitul de la bordura estică și vestică a enclavei este intens laminat, iar contactul nordic cu granitul nu este vizibil. În schimb, pe rama sudică a enclavei, granitul de Pricopan, larg granular, devine aplitic la contact cu dioritul și trimite filonașe centime-

trice neregulate în diorit (fig. 8). În masa enclavei se remarcă apofize centimetrice neregulate de granit de Pricopan normal granular sau aplitic (fig. 7).

Pe aceeași direcție, la 70 m spre nord, există o altă enclavă de diorite și corneene, în care granitul de Pricopan pătrunde sub formă de apofize (fig. 9). De remarcat că și aici, atît dioritul, cît și granitul de Pricopan înconjurător sînt intens laminate.

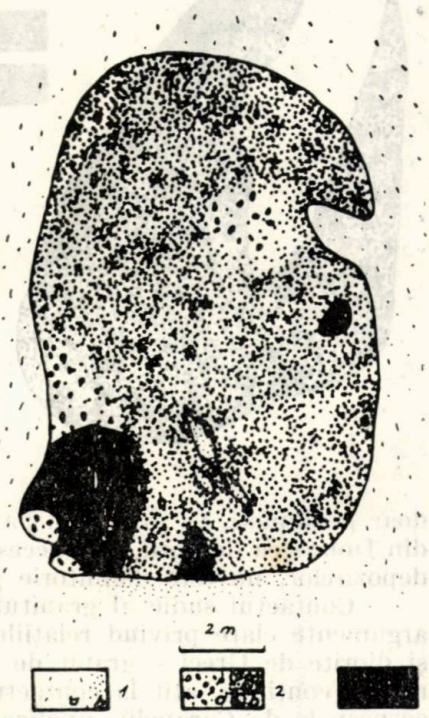


Fig. 7. — Enclavă de diorit de Greci în granit de Pricopan (zona Cheia).

1 Granit de Pricopan : *a*, facies laminat; *b*, facies marginal aplitic; *2*, diorit de Greci: *a*, diorit mediu granular; *b*, diorit pegmatoid; *3*, corneene de tip Carapelit.

Prezența, în extremitatea nord-vestică a granitului de Pricopan, la aproape 2,5 km depărtare de contactul acestuia cu dioritele de Greci, a acestor enclave compuse, atît de asemănătoare cu rocile de la sudul

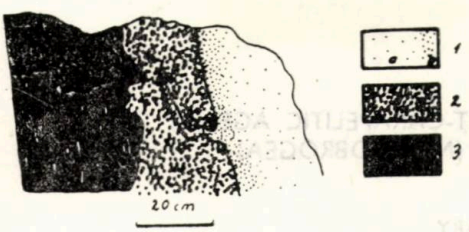


Fig. 8. — Enclavă de diorit de Greci în granit de Pricopan (zona Cheia) — detaliu la fig. 7.

1, Granit de Pricopan : *a*, facies larg granular; *b*, facies aplitic; *2*, diorit de Greci; *3*, corneene de tip Carapelit.

masivului, se poate explica numai acceptînd continuarea, și la nord de valea Sulucului, a unui aliniament de diorite de Greci.

În concluzie, există dovezi incontestabile că granitul de Pricopan este un masiv postcarapelitic. Argumentele pe baza cărora s-a acceptat

pînă în prezent vîrsta precarapelitică, devonian medie-superioară, a granitului de Pricopan nu sînt concludente. Astfel, prezența elementelor de granite de Pricopan în conglomeratele de Carapelit nu este dovedită, ci

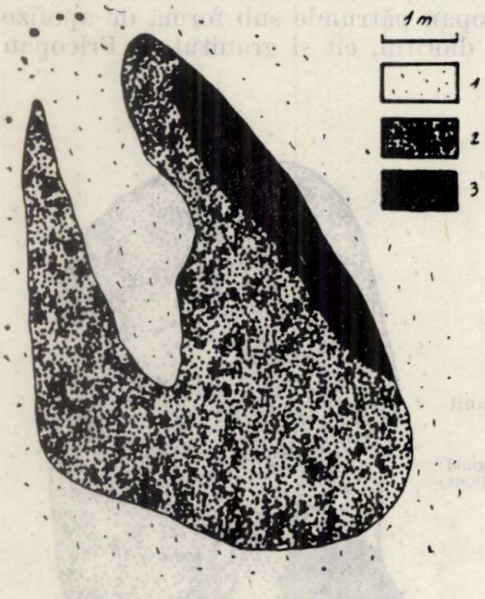


Fig. 9. — Enclavă dioritică în granit de Pricopan (zona Cheia).

1, Granit de Pricopan; *2*, diorit porfiric; *3*, corneene de tip Carapelit.

doar presupusă, ca urmare a paralelizărilor efectuate cu granite gnaisice din Dobrogea de nord, iar succesiunea din zona Cheia, oricare ar fi vîrsta depozitelor, nu este definitorie pentru stabilirea vîrstei granitului.

Contactul sudic al granitului de Pricopan este singurul care oferă argumente clare privind relațiile de succesiune formațiune de Carapelit și diorite de Greci — granit de Pricopan. Prezența bordurii aplitice (de răcire) continue, atît la contactul cu dioritele de Greci, cît și la cel cu corneenele de Carapelit, apofizele și filoanele de granit de Pricopan în dioritele de Greci, precum și enclavele de diorite de Greci existente în granitul de Pricopan, atît în apropierea contactului cu dioritele, cît și în diferite puncte ale masivului, dovedesc preexistența formațiunii de Carapelit și a dioritelor de Greci în momentul intruziunii granitului de Pricopan, deci vîrsta lui postcarapelitică.

DATA CONCERNING THE POST-CARAPELITIC AGE OF THE PRICOPAN GRANITE (NW DOBROGEA)

SUMMARY

According to the most recent opinions, the Pricopan granite (northwestern Dobrogea) was considered a Pre-Carapelitic massif (e. g. Ante Lower Carboniferous) and therefore, older than the Greci massif (Post-

Carapelitic, which cuts and produces contact metamorphic assemblages in the Carapelit formation). The Pricopan granite was related to the Pre-Carapelitic gneissic granites of northern Dobrogea (pebbles resulting from the weathering of such gneissic granites occur in the Carapelit conglomerates).

The present paper points out some important mineralogical, structural and textural differences between the gneissic granites and the Pricopan granite. The southern contact of the Pricopan granite with the Carapelit hornfelses and the Greci diorites provides the following evidences concerning the Post-Carapelitic age of the granite : the aplitic border of the Pricopan granite along the contact ; apophyses and dykes of the Pricopan granite cutting the Greci diorite ; diorite xenoliths enclosed by the Pricopan granite.

Moreover, the identification of xenoliths consisting of Carapelit-type hornfelses and Greci diorites, found in the northern and central part of the Pricopan massif (1 Mai and Derea quarries and Cheia zone) also support the Post-Carapelitic age of the Pricopan granite.

BIBLIOGRAFIE

Atanasiu I. (1940), *Privire generală asupra geologiei Dobrogei*, Lucr. Soc. geogr. „D. Cantemir", **III**, 8—33, Iaşi.

Giuşcă D.(1934), *Massif du Pricopan (Dobrogea)*, An. Inst. geol. Rom., **XVI**, 481—497, Bucureşti.

— (1935), *Considérations sur les problèmes de différenciation magmatique dans la Dobrogea du Nord*, Bul. Soc. Rom. Géol., **II**, Bucureşti.

— (1974), *Petrologia rocilor endogene*, Edit. tehnică, Bucureşti.

Mirăuţă O. (1966), *Contribuţii la cunoaşterea formaţiunilor paleozoice din partea sudică a Munţilor Măcinului.*, *Acad. R.S.R.*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **11**, *2*, Bucureşti.

Mirăuţă O., Mirăuţă Elena (1962), *Paleozoicul din partea de sud a Munţilor Măcin (regiunea Cerna — Hamcearca)*, D. S. Com. geol., **XLVI**, 129—138, Bucureşti.

— (1965), *Le paléozoïque de la zone de Tulcea (Dobrogea Septentrionale)*, Carpatho-Balkan Geol. Assoc., VII Congr., Reports, **II**, *1*, 21—25, Sofia.

Mirăuţă O., Mutihac V., Bandrabur T. (1968), *Notă explicativă la harta geologică 38 Tulcea*, scara 1 : 200 000, Bucureşti.

Mînzatu Silvia, Lemne Maria, Vîjdea Eleonora, Tănăsescu Anca, Ioncică Magdalena, Tiepac I. (1975), *Date geocronologice obţinute pentru formaţiunile cristalofiliene şi masive eruptive din România*, D.S. Inst. geol. geofiz., **LXI**, *5*, Bucureşti.

Mureşan M. (1975), *Privire de ansamblu asupra succesiunii de formare a rocilor magmatogene paleozoice sinorogene (s.l.) şi subsecvente din Dobrogea de nord*, D.S. Inst. geol. geofiz., **LXI**, *5*, 113—133, Bucureşti.

Murgoci G. (1914), *Cercetări geologice în Dobrogea nordică cu privire specială asupra paleozoicului şi tectonicii*, An. Inst. geol. Rom., **V**, *2*, 307—394, Bucureşti.

Rotman D. (1917), *Masivul eruptiv de la Greci*, An. Inst. geol. Rom., **VII**, 91—248, Bucureşti.

Streckeisen A. (1931), *Asupra petrografiei Dobrogei*, D.S. Inst. geol. Rom., **XVIII**, 66—86, Bucureşti.

Primit în redacţie la 11 februarie 1976

Institutul de geologie şi geofizică

Carapelitic, which cuts and produces contact metamorphic assemblages in the Carapelit formation). The Pricopan granite was related to the Pre-Carapelitic gneissic granites of northern Dobrogea (pebbles resulting from the weathering of such gneissic granites occur in the Carapelit conglomerates).

The present paper points out some important mineralogical, structural and textural differences between the gneissic granites and the Pricopan granite. The southern contact of the Pricopan granite with the Carapelit hornfelses and the Greci diorites provides the following evidences concerning the Post-Carapelitic age of the granite : the aplitic border of the Pricopan granite along the contact ; apophyses and dykes of the Pricopan granite cutting the Greci diorite ; diorite xenoliths enclosed by the Pricopan granite.

Moreover, the identification of xenoliths consisting of Carapelit-type hornfelses and Greci diorites, found in the northern and central part of the Pricopan massif (1 Mai and Derea quarries and Cheia zone) also support the Post-Carapelitic age of the Pricopan granite.

BIBLIOGRAFIE

ATANASIU I. (1940), *Privire generală asupra geologiei Dobrogei*, Lucr. Soc. geogr. „D. Cantemir", III, 8–33, Iași.

GIUȘCĂ D. (1934), *Massif du Pricopan (Dobrogea)*, An. Inst. geol. Rom., XVI, 481–497, București.

— (1935), *Considérations sur les problèmes de différenciation magmatique dans la Dobrogea du Nord*, Bul. Soc. Rom. Géol., II, București.

— (1974), *Petrologia rocilor endogene*, Edit. tehnică, București.

MIRĂUȚĂ O. (1966), *Contribuții la cunoașterea formațiunilor paleozoice din partea sudică a Munților Măcinului*, Acad. R.S.R., St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, II, 2, București.

MIRĂUȚĂ O., MIRĂUȚĂ ELENA (1962), *Paleozoicul din partea de sud a Munților Măcin (regiunea Cerna – Hamcearca)*, D. S. Com. geol., XLVI, 129–138, București.

— (1965), *Le paléozoïque de la zone de Tulcea (Dobrogea Septentrionale)*, Carpatho-Balkan Geol. Assoc., VII Congr., Reports, II, 1, 21–25, Sofia.

MIRĂUȚĂ O., MUTIHAC V., BANDRABUR T. (1968), *Notă explicativă la harta geologică 38 Tulcea*, scara 1 : 200 000, București.

MÎNZATU SILVIA, LEMNE MARIA, VÎLDEA ELEONORA, TĂNĂSESCU ANCA, IONCICĂ MAGDALENA, TIEPAC I. (1975), *Date geocronologice obținute pentru formațiunile cristalofiliene și masive eruptive din România*, D.S. Inst. geol. geofiz., LXI, 5, București.

MUREȘAN M. (1975), *Privire de ansamblu asupra succesiunii de formare a rocilor magmatogene paleozoice sinorogene (s.l.) și subsecvente din Dobrogea de nord*, D.S. Inst. geol. geofiz., LXI, 5, 113–133, București.

MURGOCI G. (1914), *Cercetări geologice în Dobrogea nordică cu privire specială asupra paleozoicului și tectonicii*, An. Inst. geol. Rom., V, 2, 307–394, București.

ROTMAN D. (1917), *Masivul eruptiv de la Greci*, An. Inst. geol. Rom., VII, 91–248, București.

STRECKEISEN A. (1931), *Asupra petrografiei Dobrogei*, D.S. Inst. geol. Rom., XVIII, 66–86, București.

Primit în redacție la 11 februarie 1976

Institutul de geologie și geofizică

ASUPRA PREZENȚEI UNOR ROCI METAERUPTIVE ACIDE ÎN SERIA DE ISBIȘEL (MUNȚII CIBIN)

DE

CORNEL DOREL MÂNECAN

În regiunea de la vest de Olt, din care face parte zona în care au fost semnalate rocile ce constituie obiectivul prezentei comunicări, a fost cercetată de numeroși geologi, începînd cu finele secolului al XIX-lea. Pînă în 1940, cercetările geologice au avut un caracter general și au condus la fundamentarea cunoașterii petrografice și structurale a regiunii.

Formațiunile cristalofiliene, din această regiune, al căror grad de metamorfism corespunde faciesului șisturilor verzi, au fost grupate de Marcela Dessila-Codarcea în seria de Sibișel, atribuită de autoare, în 1967, ciclului tectono-magmatic baicalian. Pe harta de detaliu prezentată de Marcela Dessila-Codarcea în 1965 (regiunea Rășinari) sînt figurate două apariții de roci porfiroide, menționate sumar în text.

Cele mai recente cercetări de teren din regiune au un caracter predominant economic și aparțin autorilor M. Trifulescu și colab. (1972 R), N. Dragomir și colab. (1973—1974 R), C. D. Mânecan și colab. (1974 R) și V. Arbore și colab. (1975 R).

Formațiunile cristalofiliene aparținînd seriei de Sibișel, identificate în Valea lui Vlad și valea Uria, au fost atribuite la trei complexe petrogenetice, corespunzătoare fiecare unei faze din evoluția geosinclinalului assyntic.

a. Complexul magmatitelor inițiale este corespunzător fazei de început a evoluției geosinclinalului. În acest complex au fost grupate șisturi amfibolice ce se caracterizează printr-o mare varietate a compoziției mineralogice. Acestui complex îi mai aparțin sillurile de metadiorite și rocile metaeruptive acide.

b. Complexul terigen corespunde fazei de subsidență a geosinclinalului. Acestui complex i-au fost atribuite următoarele tipuri de roci: șisturi cuarțitice clorito-muscovitice cu sau fără magnetit, șisturi cuarțitice cu sericit și șisturi cuarțitice clorito-muscovitice cu granat ± cloritoid.

c. Complexul carbonato-grafitos este subordonat și reprezentat prin calcare cristaline și calcșisturi, derivate din sedimente carbonatice.

În timpul prospecțiunilor geologice, executate în 1974 și 1975, în cuprinsul șisturilor amfibolice, din regiunea mai sus amintită, au fost identificate pentru prima dată de către C. D. Mânecan și Teodosia Mânecan roci metaeruptive acide.

În bazinul Văii lui Vlad (pîrîul Tăieturii și pîrîul Marcului) aceste roci se prezintă sub forma unei intercalații orientate NNE—SSV, cu înclinări de 30—45° spre est, avînd o grosime de maximum 200 m. Către sud aceste roci au fost întîlnite în valea Uria în aval de confluența cu pîrîul Bălanului,

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 22, P. 131—137, BUCUREȘTI, 1977

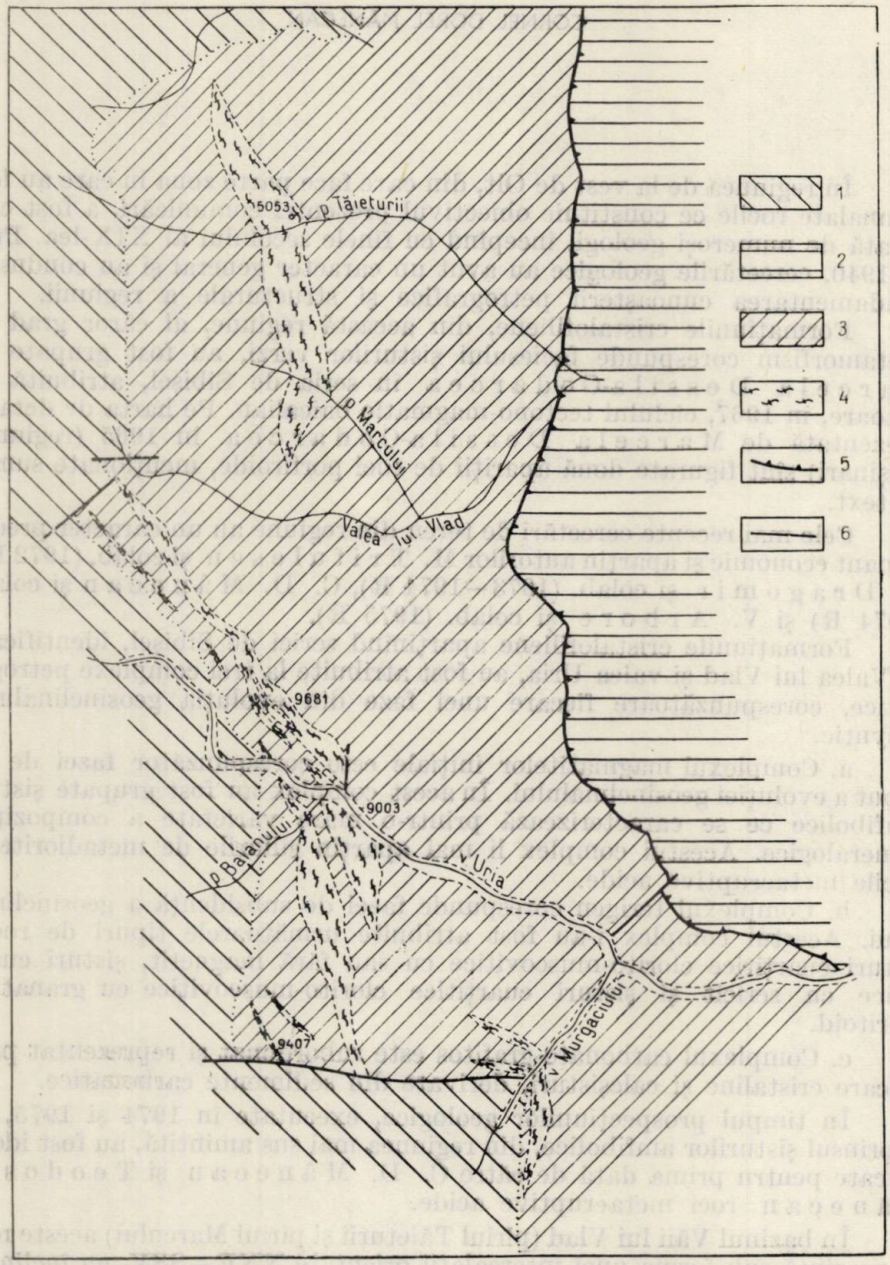


Fig. 1. — Schița geologică a perimetrului Valea lui Vlad — valea Uria.

1, Seria de Sebeș — Lotru; *2*, seria de Cumpăna; *3*, seria de Sibișel; *4*, roci metaeruptive acide; *5*, linie de încălecare; *6*, falie.

în pîrîul Bălanului, în pîrîul dintre scocuri și în valea Murgaciului. În această zonă rocile metaeruptive au o mai largă dezvoltare, prezentîndu-se sub forma unor intercalații orientate NV—SE, cu căderi de 33—63° spre NE, avînd grosimi cuprinse între 10 și 80 m (fig. 1).

Macroscopic, aceste roci au o culoare cenușiu-albicioasă, aspect compact și duritate pronunțată. Structura este mediogranulară, blastoporfirică, iar textura slab orientată.

Atît observațiile macroscopice și microscopice, cît și rezultatele analizelor chimice evidențiază o ușoară diferențiere între rocile celor două ocurențe (Valea lui Vlad — valea Uria), dar permit, totuși, atribuirea acestor roci unei origini comune (tabelul nr. 1).

Tabelul nr. 1

Compoziția mineralogică a rocilor metaeruptive acide

Mineralele (fenocristale și din pastă)		Porfiroid	Metacinerite		
		9003	9407	9681	5053
Fenocristale	Albit	12%	3%	5%	10%
	Microclin	5%	5%	7%	4%
Pasta	Cuarț Albit Microclin Muscovit + Sericit Biotit + Clorit Epidot + Clinozoizit	83%	92%	88%	86%

9003, 9407, 9681 — valea Uria.
5053 — Valea lui Vlad.

Rocile metaeruptive acide din bazinul văii Uria prezintă diferențieri ce se reflectă atît în parageneza mineralogică, cît și în structura și textura lor. Acest fapt permite separarea a două tipuri de roci : unul cu caracter tipic de porfiroid, iar altul de metacinerit. Cele două tipuri de roci apar intim asociate, ceea ce nu a permis separarea lor cartografică.

Structura tipului porfiroid este blastoporfirică, iar textura slab orientată, spre masivă. Parageneza mineralogică este : cuarț — albit — microclin — muscovit + sericit — biotit + clorit — epidot + clinozoizit.

Fenocristalele relicte sînt reprezentate doar prin albit și microclin. Fenocristalele relicte de albit prezintă o zonare concentrică sau sînt maclate după legea albit sau periclin, au suferit alterări în urma cărora s-au format epidot, clinozoizit și sericit. Microclinul apare într-o frecvență redusă sub formă de cristale relicte și este complet transformat în sericit.

Pasta cuprinde : cuarț, albit, muscovit + sericit, biotit + clorit, epidot + clinozoizit. Cuarțul este prezent sub formă de xenoblaste, cu extincție rulantă. Ca și relictele, blastele de albit din masa fundamentală

Tabelul

Analizele chimice ale ro-

Proba nr.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
5053	75,10	13,66	2,65	0,29	0,07	0,30	1,70	2,00
9003	74,14	12,13	0,76	1,14	0,11	0,40	3,50	5,10
9407	73,89	11,34	1,05	1,29	0,05	0,40	2,52	5,24
9681	75,40	11,25	0,79	0,86	0,05	0,50	2,38	4,60

5053 — pîrîul Tăieturii; 9003, 9407, 9681 — valea Uria.
Analiști: Doina Mărcuță (5053); Elena Paralescu (9003, 9407, 9681).

a rocii au suferit alterări în urma cărora au rezultat epidot, clinozoizit și sericit. Muscovitul și sericitul se prezintă sub formă de lamele și paiete dispuse neorientat. Peninul, format în parte pe seama biotitului din roca preexistentă, se prezintă sub forma unor mici paiete orientate. Epidotul și clinozoizitul apar ca incluziuni în relictele de albit sau formează umplutura unor mici fisuri.

Pentru determinarea caracterului chimic al magmei generatoare a tipului porfiroid a fost interpretată o analiză chimică completă (tabelul nr. 2 — 9003).

Comparînd valorile obținute ale parametrilor „al" și „fm" cu valorile aceloraşi parametri date de B u r r i pentru o magmă cu o compoziție medie (30% și, respectiv, 32%) rezultă că tipul porfiroid reprezintă produsul de diferențiere al unei magme salice.

Relația dintre valorile parametrilor „alk" și „al" este : alk > 2/3 al, care caracterizează o magmă relativ alcalină.

Valoarea parametrului „c" este cuprinsă între 15 și 25% și caracterizează o magmă normală în conținutul de CaO.

Valorile parametrilor Niggli (tabelul nr. 3) indică pentru chimismul porfiroidului o magmă trondhjemitică, relativ alcalină, cu un conținut normal în CaO.

Metacineritele din valea Uria au o structură a pastei granolepidoblastică pînă la porfiroblastică și o textură orientată. Parageneza mineralogică ce caracterizează aceste roci este : cuarț — albit — microclin — muscovit + sericit — biotit + clorit — epidot + clinozoizit.

Fenocristalele relicte sînt reprezentate prin albit și microclin. Albitul se prezintă în fragmente largi relicte, cu o dispoziție neorientată, are conturul corodat, cu incluziuni de sericit și epidot. Microclinul apare de asemenea sub forma unor fragmente de cristale relicte, purtînd urme de coroziune, cu interiorul sericitizat.

Pasta cuprinde : cuarț, albit, microclin, muscovit + sericit, biotit + clorit, epidot și clinozoizit. Cuarțul apare sub forma unor granule mici cu extincție normală, dispuse alături de ceilalți constituienți ai pastei sau ca

nr. 2

cilor metaeruptive acide

K_2O	TiO_2	P_2O_5	S	CO_2	H_2O + 105	H_2O − 105	Total
3,52	0,22	0,03	0,09	—	0,40	0,25	100,28
1,22	0,55	0,08	0,08	urme	0,45	0,07	99,73
3,17	0,25	0,08	0,09	urme	0,25	0,15	99,77
3,36	0,15	0,06	0,08	urme	0,20	0,05	99,73

fișii de granule medii, dispuse paralel sau oblic față de șistozitate. Albitul și microclinul apar sub forma de mici blaste. Muscovitul și sericitul apar ca lamele și paiete dispuse neorientat în masa rocii. Biotitul, sub forma

Tabelul nr. 3

Valorile parametrilor Niggli și Q.L.M.

Proba	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	Q	L	M
9003	394,37	38,11	11,66	19,80	30,41	0,13	0,27	1,75	0,25	56,98	36,37	6,64
9407	386,03	34,96	13,77	14,18	37,06	0,28	0,27	1,09	0,25	53,54	37,48	8,96
9681	422,94	37,24	11,45	14,35	36,93	0,32	0,35	0,67	0,20	56,27	37,13	6,52
5053	449,80	48,07	16,22	10,79	24,90	0,53	0,15	0,07	0,01	63,91	29,18	6,87

de lamele mici, în mare parte cloritizat, subliniază șistozitatea rocii. Epidotul și clinozoizitul apar sub forma unor granule izolate.

Metacineritele din Valea lui Vlad (5053) deși cu un aspect macroscopic puțin diferit de cele din valea Uria, mai leucocrate și cu o șistozitate mai pronunțată, prezintă totuși o compoziție mineralogică asemănătoare (tabelul nr. 1).

Totuși, rezultatele analizei chimice a metacineritelor din Valea lui Vlad prezintă deosebiri atît de cele ale tipului porfiroid, cît și față de cele ale metacineritelor din valea Uria, în ceea ce privește conținutul în alcalii și alumină.

Din diagramele al — alk (fig. 2) și k — mg (fig. 3) se observă o grupare a rocilor din valea Uria distinctă de roca din Valea lui Vlad. Diferențele chimice între rocile celor două ocurențe se explică, pe de o parte, prin variații legate de procesul de diferențiere, iar pe de altă parte prin contaminarea cu material terigen. Astfel, metacineritele din Valea lui Vlad arată valori sensibil mai ridicate ale parametrilor „al" și sensibil mai scăzute

pentru „alk" și o valoare excepțională a lui „k", ca efect al contaminării cu argilă, care în acest caz este deosebit de pregnantă.

Pentru precizarea tipului rocii eruptive premetamorfice am calculat mineralele normei Niggli și valorile Q.L.M., din care rezultă că rocile metaeruptive acide, porfiroide, din ocurențele citate, au o compoziție similară riolitelor.

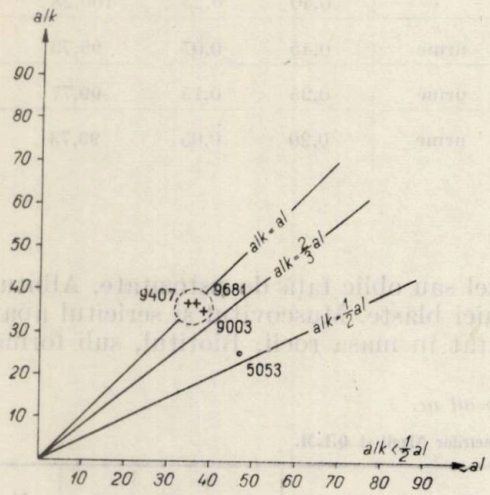


Fig. 2. — Diagrama al-alk.

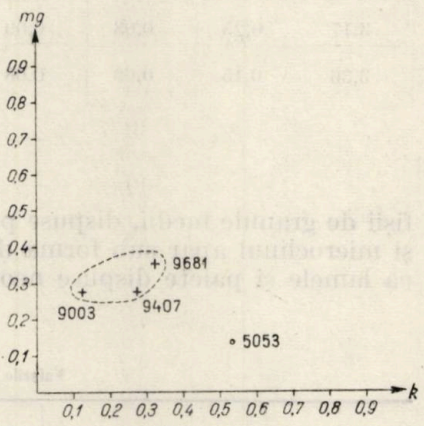


Fig. 3. — Diagrama k-mg.

Poziția stratigrafică, caracteristicile petrografice, mineralogice și chimice ale acestor roci conduc la ipoteze că acestea se integrează în produsele magmatismului inițial assyntic, apărînd cu totul subordonat față de rocile bazice asociate.

ON THE PRESENCE OF SOME METAERUPTIVE ACID ROCKS IN THE SIBIȘEL SERIES, CIBIN MOUNTAINS

ABSTRACT

There have been found metaeruptive acid rocks in the crystalline schists of the Sibișel series, belonging to the district west of Olt, in the basins of Valea lui Vlad and of Uria. The mineralogical and chemical compositions reveal two kinds of rocks : one with a typical porphyroid character, the other with a metacinerite one. The differences of chemical composition of the two types of rocks are to be explained on the one hand by variations in connection with magmatic differentiation, and on the other hand by contamination with terrigenous material. The stratigraphic position, the petrographical, mineralogical and chemical characteristics of these rocks lead to the hypothesis that they resulted from the initial assyntic magmatism, occurring as totally subordinated to the basic associated rocks.

BIBLIOGRAFIE

BURRI C. (1959), *Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage*, Birkhäuser Verlag, Basel und Stuttgart.

COCÎRȚĂ C. (1973), *Studiul chimic al rocilor porfiroide din bazinul inferior al văii Neagra Broștenilor (Carpații Orientali)*, Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza", Secț. a II-a (geol.), **XIX**, Iași.

CODARCEA-DESSILA MARCELA (1965), *Studiul geologic și petrografic al regiunii Rășinari — Cisnădioara — Sadu*, Memorii, **VI**, Inst. geol., Com. geol., București.

CODARCEA-DESSILA MARCELA, SAVU H. (1967), *Cu privire la interpretarea geologică a datelor obținute prin metoda K/Ar în Carpații Meridionali*, St. cerc. de geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **12**, 2, București.

KRÄUTNER H. (1963), *Zăcămîntul de sulfuri de la Muncelul Mic (Poiana Ruscă)*, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. V, **2**, București.

MUREȘAN M. (1973), *Formațiunile epimetamorfice din partea de nord-vest a masivului Poiana Ruscă (Carpații Meridionali)*, An. Inst. geol., **XLII**, București.

Primit în redacție la 28 aprilie 1976

Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, Str. Caransebeș Nr. 1, București

MICROFACIESURILE CU BIOCLASTE DIN COMPLEXUL SIDERITIC AL ȘISTURILOR NEGRE (UNITATEA AUDIA — CARPAȚII ORIENTALI)

DE

D. GRIGORESCU, GR. ALEXANDRESCU

INTRODUCERE

Prezența rocilor cu un conținut ridicat de detritus organogen este bine cunoscută tuturor celor care au analizat microscopic constituția termenilor litologici din baza ritmurilor de sedimentare ale complexului sideritic (hauterivian-apțian inferior) din formațiunea șisturilor negre a Carpaților Orientali.

Bazat pe frecvența deosebită a materialului bioclastic în cuprinsul părții inferioare a complexului sferosideritic deschis în sectorul sudic al unității Audia de secțiunea văii Covasna, M. G. Filipescu (1957) separă la partea inferioară a acestui complex un orizont al „gresiilor cu crinoizi". Ulterior, D. Grigorescu (1970) realizează prin metoda microfaciesurilor o orizontare microlitostratigrafică a complexului sideritic deschis de aceeași vale, separînd, sub denumirea de „orizont bioclastic", 4 suborizonturi litologice, ce materializează tot atîtea episoade sedimentogenetice, în care bioclastele reprezintă un element major în constituția termenilor inferiori ai ritmurilor de sedimentare. Orizontul bioclastic este deschis pe o grosime de 90 m (din totalul celor 215 m cît însumează acest complex pe valea Covasnei), fiind încadrat la partea inferioară de un orizont argilo-silicios cu intercalații silicolitice, respectiv de orizontul cuarțarenitelor silicioase la partea superioară.

În sectorul central al Carpaților Orientali (bazinul mijlociu al văii Bistrița) și în cel nordic (bazinul superior al văilor Moldova și Moldovița), Gr. Alexandrescu (date inedite) recunoaște prezența nivelelor bioclastice în cuprinsul tuturor secțiunilor geologice examinate (fig. 1).

Nivelele bioclastice apar în cadrul complexului inferior al șisturilor negre, în toate unitățile tectonice în care această formațiune este dezvoltată : unitatea Audia, unitatea Tarcău, unitatea cutelor marginale. În această din urmă unitate O. Mirăuță și Elena Mirăuță (1964) menționează calcare microbrecioase zoogene în cadrul orizontului șistos-calcaros din baza formațiunii șisturilor negre (strate de Sărata).

Elemente bioclastice apar și în cuprinsul celorlalte complexe litologice (șistos cu lidiene și al cuarțarenitelor glauconitice) din această formațiune, însă, cu excepția foraminiferelor planctonice, radiolarilor și spiculilor de spongieri (ce pot determina acumulări episodice), ele reprezintă constituenți accidentali în cadrul litotopilor grosieri.

Prezența constantă a elementelor bioclastice, în cuprinsul părții mijlocii și superioare a complexului sideritic, constituie un aspect de o deosebită importanță sedimentologică. Abordarea sistematică, cantitativă, a componenților bioclastici, în ansamblul litologic al nivelelor respective, sugerează aspecte ecologice, batimetrice și hidrodinamice, de natură să

ST. CERC. GEOL., GEOF.-IZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 22, P. 139–153, BUCUREȘTI, 1977

conducă la aprofundarea cunoştinţelor asupra sedimentogenezei acestor depozite. Un asemenea studiu sistematic oferă premisa conturării unor repere de corelare microlitostratigrafică, care pe măsura detalierii cercetă-

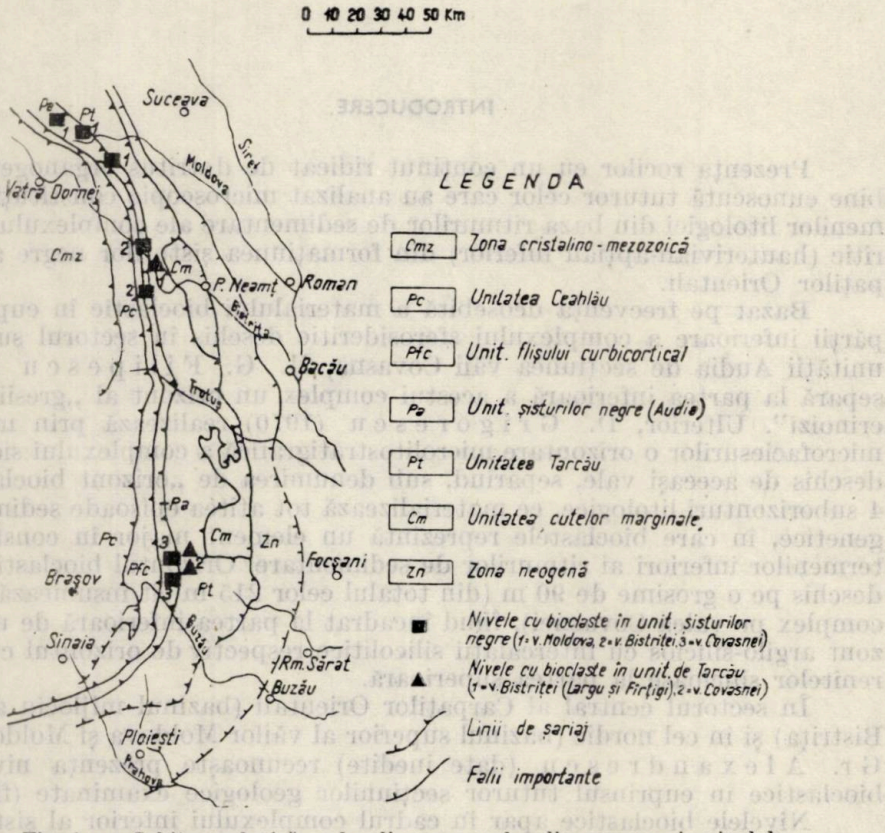


Fig. 1. — Schiţa geologică cu localizarea zonelor din care provin nivelele bioclastice cercetate.

rilor ar putea fi extinse asupra unor regiuni mai depărtate. Acest fapt este cu atît mai important cu cît în întreaga formaţiune a şisturilor negre, dar mai ales în partea sa inferioară şi mijlocie, indicii de corelare macroscopică practic lipsesc.

Prezentul studiu are un caracter preliminar, fiind bazat pe datele rezultate dintr-o eşantionare continuă a termenilor litologici în cadrul sectorului sudic (văile Covasna, Şapte Izvoare, Zagonul Mic), respectiv din probări informative pentru sectorul central (văile Bistriţa, Firţigi, Largu şi Ţiganilor) şi pentru cel nordic (văile Pietriş, Corlăţeni, Zbrancani, Sadova, Paltinului).

Majoritatea datelor ce vor fi prezentate se referă la unitatea Audia (din care provine cea mai mare parte a probelor examinate) şi într-o măsură mai mică la unitatea Tarcău, din care am efectuat un număr mic de secţiuni subţiri, insuficiente pentru conturarea unor concluzii.

METODA DE STUDIU

În cadrul prezentului studiu au fost cercetate microscopic 124 de secțiuni subțiri, marea majoritate relevînd un conținut în elemente bioclastice cuprins între 5 și 40%. Secțiunile au fost efectuate în planul de stratificație al rocilor, cu o grosime ușor mai mare peste valoarea-standard (0,03 mm), în vederea unei mai bune evidențieri a structurilor organice. În toate cazurile au fost examinate nivelele bazale ale stratelor de gresii și calcare detritice, care de regulă concentrează cele mai mari și mai variate elemente bioclastice. În cazul stratelor cu grosimi de peste 20 cm, au fost examinate nivelele succesive pentru sesizarea variațiilor calitative și cantitative ale componenților microfaciali. Acești componenți au fost grupați în 5 categorii : 1) componenți epiclastici (terigeni), grupînd materialul transportat din afara bazinului de sedimentare : cuarț, fragmente de roci, feldspați, mice ; 2) componenți intraclastici („alocheme"), provenind din sedimente formate în cadrul bazinului, erodate și redepuse într-o altă zonă batimetrică : fragmente de calcare puțin afectate de fenomene de recristalizare (micrite, microsparite), pelete, ooide ; 3) componenți bioclastici (deși genetic aparțin intraclastelor, date fiind ponderea și semnificația particulară în cadrul rocilor examinate, acești componenți au fost grupați aparte), reprezentați prin fragmente, mai rar elemente scheletice intacte, de organisme bentonice (crinoizi, moluște, brahiopode, briozoare, spongieri, alge) și într-o mai mică măsură de organisme planctonice (foramifere hedbergelline) ; 4) componenți autigeni : dolomit, glauconit, pirită, albit ; 5) liant : matrice argilosiltică, de regulă parțial silicifiată și impregnată cu materie organică, sau ciment calcaros.

Ca orice încercare de sistematizare a produselor unor fenomene naturale și cea de mai sus implică acceptarea unor convenții ; separarea fragmentelor de calcare de natură epiclastică de cele intraclastice rămîne într-o bună măsură arbitrară (fapt remarcat de R. F o l k, 1959) : fragmentele mai larg cristalizate (sparitice) sînt considerate de origine epiclastică. Rareori acest fapt este confirmat de prezența unor structuri organice (alge) caracteristice unor depozite care, conform reconstituirilor paleogeografice, erau situate în afara bazinului de sedimentare ; în ceea ce privește bioclastele, dificultăți (date fiind microstructura și caracterele optice asemănătoare) apar în separarea fragmentelor de crinoizi de cele provenind de la alte echinoderme (toate fragmentele de echinoderme, cu excepția radiolelor de echinizi ce prezintă microstructuri caracteristice, au fost atribuite crinoizilor, a căror preponderență este evidentă).

Pentru caracterizarea microfaciesurilor separate au fost analizați următorii parametri : diametrul maxim (considerat ca media celor mai mari 6 granule conform metodei propuse de A. V. C a r o z z i, 1958), frecvența, gradul de sortare. Pentru stabilirea frecvenței au fost folosite metode de planimetrare expeditivă, cu ajutorul tabelelor de evaluare procentuală relativă a elementelor în secțiuni subțiri (A. F e d i a e v s k i, 1963).

În funcție de frecvența bioclastelor, nivelele studiate pot fi grupate în : nivele bioclastice (conținut în bioclaste > 20%) și nivele cu bioclaste (3—20% bioclaste). Studiul acestor nivele relevă o largă gamă microfacială ce se grupează în jurul a 2 tipuri petrografice distincte : gresii și

calcare detritice. Termenul de gresie a fost aplicat nivelelor cu peste 50 % material terigen (inclusiv matricea argiloasă), drept calcare fiind considerate nivelele cu peste 50 % ciment calcaros, fragmente intraclastice calcaroase și bioclaste.

În funcție de caracterele calitative și cantitative au fost separate următoarele microfaciesuri : microfaciesul I a : gresii intraclastice cu matrice argilo-siltică ; microfaciesul I b : gresii intrabioclastice cu liant micritic-argilos ; microfaciesul I c : gresii bioclastice cu matrice argilo-silicioasă-bituminoasă ; microfaciesul I d : gresii bioclastice cu ciment calcaros (micritic, microsparitic) ; microfaciesul II a : intramicrosparite detritice ; microfaciesul II b : intrabiomicrite detritice ; microfaciesul II c : intrabiomicrosparite detritice ; microfaciesul II d : biomicrosparite detritice ; microfaciesul II e : biomicrosparite spiculitice ; microfaciesul II f : biomicrosparite cu foraminifere planctonice.

Relațiile între aceste microfaciesuri, precum și semnificația lor sedimentologică vor fi prezentate în capitolul final al lucrării.

DESCRIEREA MICROFACIESURILOR :

Microfaciesul I a : gresii intraclastice cu matrice argilo-siltică. Acest microfacies este caracteristic sectorului nordic, fiind relevade baza unor strate decimetrice (40—80 cm) întîlnite în jumătatea superioară a complexului sideritic (pîrîul Paltinului, pîrîul Sadova, șoseaua Cîmpulung — Vatra Moldoviței). În cadrul fracțiunii epiclastice (22—40 %), reprezentată în proporție de peste 90 % prin granule subangulare-subrotunjite de cuarț (< 2,5 mm) slab sortate, se întîlnesc rare fragmente de roci metamorfice (< 2 mm) reprezentate prin cuarțite, șisturi cuarțito-cloritoase, șisturi cu muscovit și biotit. În mod sporadic apar fragmente (1—2,5 mm) de leucoandezite cu structură porfirică, formate din fenocristale de plagioclazi albitizați, dispuși într-o masă fundamentală cu structură fluidală, alcătuită din microlite de albit intens opacitizată de un fin pigment, probabil feruginos, format prin oxidarea cloritelor din masa fundamentală.

Intraclastele (30—50 %) sînt reprezentate prin fragmente rotunjite și subrotunjite (< 3 mm) de micrite, oomicrosparite, pelmicrosparite, biomicrite, în timp ce ooidele („pseudoolite") și peletele (< 0,15 mm) au o pondere subordonată.

Biclastele (3—8 %) sînt constituite în principal din fragmente de moluște (1—3 mm). După diversitatea structurilor evidențiate de secțiunile transversale, fragmentele de moluște par a aparține mai multor genuri ; predominante sînt structurile foliar-lamelare în care fasciculele individuale (0,1—0,2 mm grosime), formate din fine lamele calcaroase, sînt separate prin lamele foarte subțiri, bogate în substanță organică, de asemenea structurile prismatice, în care prisme calcaroase cu individualitate optică se întrepătrund neregulat (pl. I, fig. 3) (o asemenea structură este figurată de L. Cayeux, 1916, *Atlas* — pl. XLIX, fig. 4 — pentru *Cardium edule*). Mai rar sînt recunoscute structuri lamelar-încrucișate, proprii gastropodelor, dar cunoscute și la unele lamelibranhiate. Uneori fragmentele de moluște (ca și cele de alge) sînt înconjurate de un dezvoltat înveliș micritic.

Alături de moluște se întîlnesc plăci de crinoizi (1,5—2,5 mm), în special plăci columnare cu canal axial și contur circular în secțiunile transversale și fragmente din plăci ale caliciului. Mai rare sînt fragmentele de brahiopode, alge dasicladacee (*Cayeuxia moldavica* Frollo)[1] (pl. I. fig. 1, 3) și melobesiee, radiolele de echinizi, spiculii de spongieri, fragmentele de crustacei. Rarele granule de glauconit evidențiază o origine alogenă. Matricea (8—20%) este formată din material argilos și fin siltic, cărora li se asociază micrit detritic.

Microfaciesul I b: gresii intrabioclastice cu liant micritic argilos. Aceste gresii sînt de asemenea caracteristice sectorului nordic, formînd strate de 20 —60 cm.

În cadrul acestui microfacies fracțiunile intraclastică și bioclastică prezintă ponderi apropiate, 15—25% pentru cea dîntîi, respectiv 12—20%. În cadrul intraclastelor preponderente sînt peletele algale. Bioclastele sînt dominate de plăcile de crinoizi (< 2 mm), ce formează mai mult de jumătate din totalul acestei fracțiuni (pl. I, fig. 7, 8); participări importante au de asemenea brahiopodele (1—3,5 mm), briozoarele ciclostomate cu aspect rămuros avînd zoecii tubulare cu diametru de 0,15—0,25 mm. Subordonat se întîlnesc alge dasicladacee (*Acicularia* sp.) și codiacee, moluște (< 0,6 mm), spiculi de spongieri, foraminifere bentonice (miliolide, verneuilinide, textulariide). În cadrul epiclastelor (40—55%), se remarcă lipsa fragmentelor de roci vulcanice. Sortarea elementelor este mai bună decît în cazul microfaciesului precedent. Dintre mineralele autigene, glauconitul este caracteristic, fără a depăși 2%.

Microfaciesul I c: gresii bioclastice cu matrice argilo-silicioasă-bituminoasă. Acest microfacies este comun celor 3 sectoare (nordic, central și sudic), fiind recunoscut atît în cadrul unității Audia cît și al unității Tarcău; se prezintă sub formă de strate cu grosimi cuprinse între 20 cm și 1,70 m.

În sectorul sudic aceste gresii apar în baza orizontului bioclastic, în timp ce în sectorul nordic ele apar asociate gresiilor intraclastice și intrabioclastice (avînd însă o frecvență mai mică față de acestea). Bioclastele (15—45%) sînt alcătuite în cea mai mare parte din fragmente de plăci de crinoizi (0,5—2,5 mm) (pl. III, fig. 1, 2; pl. IV, fig. 2, 3), ce pot constitui aproape în întregime această fracțiune (valea Largu, valea Țiganilor, din sectorul central); foraminiferele bentonice (textulariide, verneuilinide, lenticulinide), spiculii monaxoni de spongieri, brahiopode (pl. IV, fig. 3) sînt întîlnite în mod constant, dar cu ofrecvență ce nu depășește 3%. Glauconitul (3—8%) este în cea mai mare parte de origine intraclastică.

Se constată importante deosebiri în cadrul acestui microfacies între sectorul nordic și cel sudic. În nord, intraclastele sînt reprezentate mai ales prin pelete, respectiv prin fragmente litice (argile bituminoase, calcare sideritice, micrite argiloase) în sud, ale căror dimensiuni pot atinge 3 mm. Fragmentele de crinoizi cuprind mai ales elemente ușor flotabile (fragmente ale brațelor și cirilor) în nord, în timp ce în sud predomină fragmentele de plăci columnare și ale caliciului; totodată fragmentele de moluște, absente din acest microfacies în sectorul nordic, pot reprezenta pînă la 4% în cel sudic. Sortarea elementelor este bună în primul caz și moderată în

[1] Autorii mulțumesc dr. O. Dragastan pentru determinarea algelor.

cel de al doilea (În privința fracțiunii epiclastice, raritatea fragmentelor de vulcanite și frecvența mai mare a celor de metamorfite constituie o caracteristică generală a microfaciesurilor din sud față de cele din nord).

Microfaciesul I d: gresii bioclastice cu ciment calcaros (micritic, microsparitic). Este caracteristic părții superioare a orizontului bioclastic din sectorul sudic. Stratele de gresii au grosimi < 20 cm. Granulometria este relativ fină (granule < 0,35 mm), sortarea bună. Intraclastele sînt reprezentate în cea mai mare parte prin pelete la care se adaugă rare fragmente micritice, (<0,3 mm)|și ooide. Fracțiunea bioclastică este constituită în cea mai mare parte din fragmente flotabile de crinoizi și din foraminifere bentonice. Glauconitul (3—5%) este, cel puțin în parte, de origine intraclastică.

Microfaciesul II a: intramicrosparite detritice. Acest microfacies este relevat de nivelele bazale ale unor strate cu grosimi cuprinse între 15 și 60 cm; a fost recunoscut în sectorul nordic.

Caracterele sînt asemănătoare celor prezentate de microfaciesul I a, remarcîndu-se însă participarea mai redusă a fracțiunii epiclastice (8—25%), compensată de frecvența mai mare a celei bioclastice (5—14%). Între intraclaste (30—40%) predomină fragmentele subrotunjite (0,4—3 mm) de micrite, oomicrosparite, pelmicrosparite, biomicrosparite, asupra peletelor și ooidelor. Bioclastele sînt reprezentate prin fragmente de moluște, crinoizi (plăci columnare și plăci ale caliciului), mai rar prin alge dasicladacee (*Macroporella* sp.), coralinacee, melobesiee (*Paraphyllum amphiroaeforme* Lemoine) (pl. I, fig. 2, 4), sau fragmente de brahiopode. Sortarea elementelor este slabă pînă la moderată. Glauconitul (sub 1%), sub formă de granule rotunjite, cu birefringență micacee, uneori ușor limonitizat, este evident de natură alohtonă intraclastică.

Microfaciesul II b: intrabiomicrite detritice. Acest microfacies a fost recunoscut în nivelele inferioare ale unor strate cu grosimi de 20—40 cm, din sectorul nordic și central.

Intraclastele (35—50%) sînt dominate de fragmente subrotunjite micritice și microsparitice (0,5—2,5 mm), peletele și ooidele fiind subordonate. Bioclastele (12—26%) sînt reprezentate, în ordinea frecvenței, prin fragmente de 1—3 mm de brahiopode, crinoizi (mai ales fragmente din plăci ale caliciului), briozoare, alge dasicladacee și melobesiee (*Paraphyllum amphiroaeforme* Lemoine), acestea din urmă de dimensiuni mai mari (pînă la 1,8 mm), apoi foraminifere bentonice, spiculi de spongieri, ostracode, fragmente < 0,6 mm de moluște (pl. I fig. 6; pl. IV, fig. 1). Sortarea componenților microfaciali este moderat-slabă. În cadrul cimentului micritic (6—20%) este inclusă o importantă cantitate de material argilos.

Microfaciesul II c: intrabiomicrosparite detritice. Este caracteristic sectorului sudic, fiind recunoscut pe văile Șapte Izvoare (Păpăuți) și Zagonul Mic, în baza unor strate cu grosimi de 20—30 cm.

Intraclastele (35—40%) sînt formate în cea mai mare parte din pelete (mai rar ooide și fragmente subrotunjite sau aubangulare de micrite); intraclastele sînt ușor prevalente asupra bioclastelor (22—30%). Acestea din urmă sînt constituite din fragmente sub 1,5 mm din plăci de crinoizi, moluște (fragmente sub 1 mm), briozoare ciclostomate (pl. IV, fig. 4),

precum și din numeroase foraminifere bentonice reprezentate prin verneuilinide, textulariide, orbitolinide, miliolide, cornuspiride (*Trocholina aptiensis* Iovcheva). Fragmentele de alge sînt mai rare decît în microfaciesul II b.

Sortarea este moderat-bună. Între mineralele autigene sînt de remarcat rare cristale de albit (< 0,1 mm); granulele de feldspați detritici prezintă de asemenea regenerări albitice.

Microfaciesul II d: biomicrosparite detritice. Acest microfacies a fost recunoscut în sectorul central și sudic, fiind relevat de strate cu grosimi cuprinse între 12 și 25 cm.

Bioclastele (25—40 %) sînt dominate de fragmentele de crinoizi în sectorul sudic, respectiv de spiculi de spongieri în sectorul central (pl. IV, fig. 5); acestora li se adaugă fragmente de moluște (< 0,6 mm), briozoare, brahiopode, alge melobesiee și codiacee, foraminifere bentonice, între care *Trocholina aptiensis* Iovcheva. Intraclastele (8—12 %) sînt constituite în întregime din pelete. Fracțiunea epiclastică (8—20 %) este formată aproape exclusiv din granule subangulare (< 0,3 mm) de cuarț. Sortarea componenților microfaciali este bună. Relativ frecvente sînt cristalele de albit autigen (0,05—0,1 mm). Cimentul microsparitic, cuprinzînd zone sparitice mai larg recristalizate, este foarte dezvoltat (38—50 %).

Microfaciesul II e: biomicrosparite spiculitice. Acest microfacies este întîlnit în toate cele 3 sectoare, atît în cuprinsul unității Audia, cît și în al celei de Tarcău. Stratele au o grosime mică, în general sub 10 cm.

Bioclastele (30—45 %) sînt constituite aproape exclusiv din megasclere de spiculi monaxoni de tip diactin (amfioxe) sau monactin (stili), la care se adaugă loje izolate, mai rar testuri întregi de hedbergelline. În unele nivele din sectorul nordic (valea Sadova) bioclastele sînt mai variate, spiculilor și foraminiferelor planctonice alăturîndu-li-se mici fragmente de crinoizi, alge melobesiee, briozoare, foraminifere bentonice. Majoritatea spiculilor sînt calcitizați, iar ulterior dolomitizați, fără a păstra urma canalului central (pl. IV, fig. 6). Fracțiunea epiclastică reprezintă 12—15 %, fiind formată exclusiv din granule angulare (sub 0,15 mm) de cuarț. Intraclastele (0—3 %) sînt reprezentate prin pelete.

Dintre mineralele autigene, ponderea cea mai mare revine dolomitului care determină substituirea parțială a spiculilor și totodată a cimentului calcitic primar. Caracteristice sînt de asemenea cristalele scurt prismatice, < 0,1 mm, de albit autigen. Cimentul rocii (42—50 %) este format din microsparit cu zone relicte nerecristalizate, micritice; în masa cimentului sînt evidente zone neregulate formate din silice microcristalină, consecință a mobilizării și reprecipitării in situ a silicei spiculilor în urma substituției prin carbonați a acestora.

Microfaciesul II f: biomicrosparite cu foraminifere planctonice (hedbergelline). Acest microfacies a fost recunoscut în sectorul sudic, în cadrul unor strate cu grosimi cuprinse între 6 și 15 cm. Frecvența acestor strate la partea mijlocie a orizontului bioclastic a permis separarea unui „suborizont al biomicrosparitelor cu foraminifere planctonice" (D. Grigorescu, 1970).

Fragmentele de testuri, mai rar testuri întregi de hedbergelline (*Hedbergella hoterivica* Subotina, rar *H. infracretacea* Glaessner) pot consti-

tui pînă la 65 % (pl. IV, fig. 7). Acestora li se alătură foraminifere bentonice (lituolide, nodosariide, haplophragmoidinine, textulariide, fischerinide), în general sub 4 %; cu totul sporadic se întîlnesc mici fragmente de crinoizi, brahiopode sub 0,25 mm. Materialul epiclastic, în general sub 5 %, este format aproape în întregime din cuarț siltic angular și subangular. Fracțiunea intraclastică este de asemenea slab reprezentată (< 2 %), constituită din pelete. Cristalele de albit autigen (0,04—0,1 mm) sînt destul de frecvent întîlnite (1—3 %). Cimentul microsparitic (30—50 %) păstrează relicte micritice, nerecristalizate.

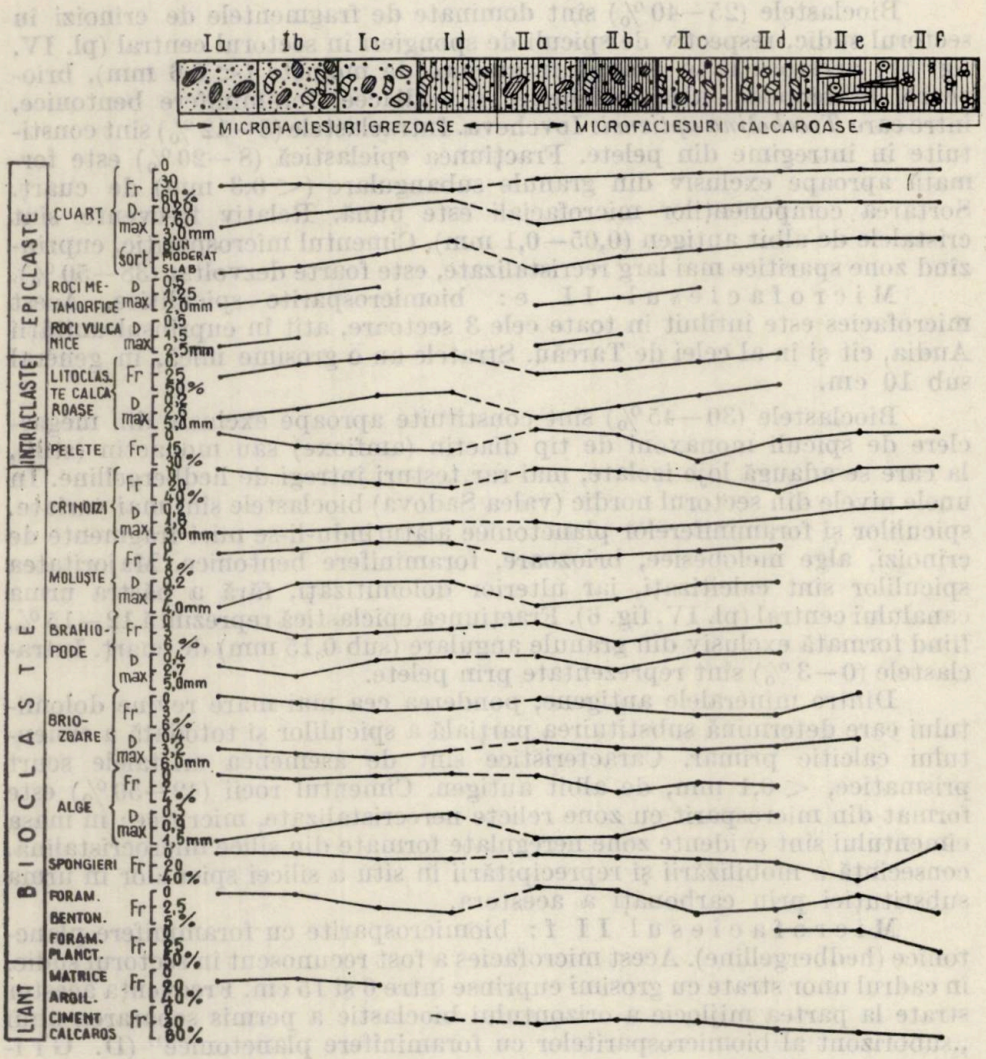


Fig. 2. — Variația principalilor parametri ai microfaciesurilor intraclastice și bioclastice din orizontul bioclastic al complexului sideritic.

Fr., frecvența; *D. max.*, diametrul maxim al granulelor.

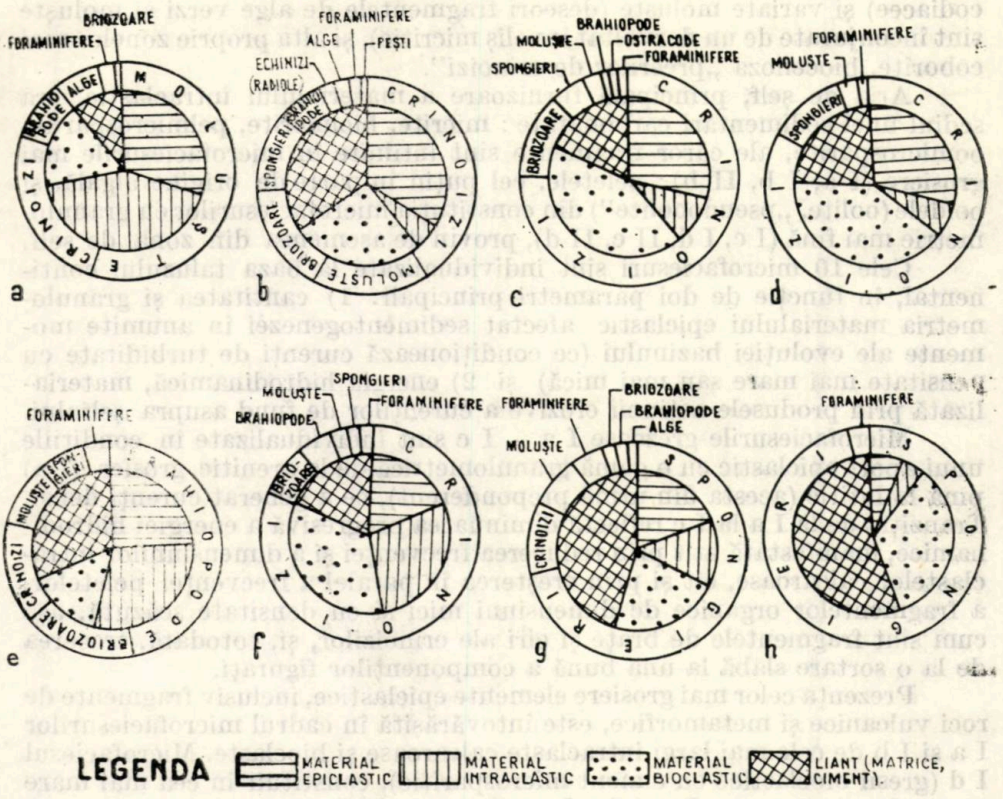


Fig. 3. — Reprezentarea grafică a compoziției microfaciale (cercul intern) și alcătuirea fracțiunii bioclastice (cercul extern).

a, Microfacies I b: gresie intrabioclastică cu liant micritic-argilos (valea Plotonița — sectorul nordic); *b—c*, microfacies I c: gresii bioclastice (*b*, valea Covasna, sectorul sudic; *c*, valea Largu, sectorul central); *d*, microfacies I d: gresie bioclastică cu ciment micritic (valea Covasna, sectorul sudic); *e*, microfacies II b: intrabiomicrit detritic (șoseaua Cimpulung — Vatra Moldoviței, sectorul nordic); *f*, microfacies II c: intrabiomicrosparit detritic (valea Zbrancani, sectorul nordic); *g*, microfacies II d: biomicrosparit detritic (valea Firtigi, sectorul central); *h*, microfacies II e: biomicrosparit spiculitic (valea Covasna, sectorul sudic).

CONCLUZII

Microfaciesurile descrise permit conturarea unor aspecte sedimentogenetice legate de primele etape ale individualizării formațiunii șisturilor negre.

Abundența materialului bioclastic, provenind, în principal, de la un bentos bogat și variat, atestă existența unui șelf cu adîncime redusă, sub 80 m, în funcție de prezența fragmentelor de alge verzi și roșii (acestea din urmă prevalente asupra primelor). Deși energia hidrodinamică ridicată, implicată în formarea litotopilor inferiori ai ritmurilor din seriile de fliș, care determină un intens amestec al fracțiunilor lito- și bioclastice, împiedică reconstituirea zonalității verticale a biocenezelor existente în cadrul acestei arii de șelf, pot fi totuși recunoscute două asociații distincte: una caracteristică zonelor mai ridicate, cuprinzînd alge verzi (dasicladacee și

codiacee) și variate moluște (deseori fragmentele de alge verzi și moluște sînt înconjurate de un dezvoltat înveliș micritic), și alta proprie zonelor mai coborîte, biocenoza „preerilor de crinoizi".

Aria de șelf, principală furnizoare a materialului intraclastic, era sediul unei sedimentări carbonatate : micrite, biomicrite, pelmicrosparite, oomicrosparite, ale căror fragmente sînt întîlnite în microfaciesurile mai grosiere (I a, I b, II b); peletele, cel puțin în parte de origine algală, și ooidele (oolite, „pseudooolite") din constituția microfaciesurilor cu granulometrie mai fină (I c, I d, II c, II d), provin de asemenea din zona de șelf.

Cele 10 microfaciesuri sînt individualizate la baza taluzului continental, în funcție de doi parametri principali: 1) cantitatea și granulometria materialului epiclastic afectat sedimentogenezei în anumite momente ale evoluției bazinului (ce condiționează curenți de turbiditate cu pensitate mai mare sau mai mică) și 2) energia hidrodinamică, materializată prin produsele acțiunii erozive a curenților de fund asupra șelfului.

Microfaciesurile grezoase I a — I c sînt individualizate în condițiile unui aport epiclastic cu o gamă granulometrică de la arenitic grosier (I a) pînă la lutitic (acesta din urmă preponderent), ce a generat curenți denși. Tranziția de la I a la I c reflectă diminuarea progresivă a energiei hidrodinamice, manifestată atît prin reducerea frecvenței și a dimensiunilor intraclastelor calcaroase, cît și prin creșterea în paralel a frecvenței peletelor, a fragmentelor organice de dimensiuni mici și cu densitate scăzută, așa cum sînt fragmentele de brațe și ciri ale crinoizilor, și, totodată, trecerea de la o sortare slabă la una bună a componenților figurați.

Prezența celor mai grosiere elemente epiclastice, inclusiv fragmente de roci vulcanice și metamorfice, este întovărășită în cadrul microfaciesurilor I a și I b de cele mai largi intraclaste calcaroase și bioclaste. Microfaciesul I d (gresii bioclastice cu ciment microsparitic), constituit în cea mai mare parte din fragmente flotabile de crinoizi, relevă un episod de minimă energie hidrodinamică, aportul de material intraclastic de pe șelf constînd din granule de micrit, care prin recristalizare au dat naștere cimentului microsparitic (în zonele relicte, nerecristalizate, din masa cimentului poate fi recunoscut caracterul microgranular al micritului, sugestiv pentru originea mecanică a liantului. Formarea microfaciesurilor carbonatate este datorată unui deficit de material epiclastic, compensat prin material intraclastic și bioclastic. De la faciesul II a la II d poate fi urmărită o tendință generală de scădere a dimensiunilor intraclastelor, de creștere a frecvenței peletelor, de scădere a dimensiunilor (paralel cu creșterea frecvenței) bioclastelor cu densitate mică, de îmbunătățire progresivă a gradului de sortare, reflectînd în mod similar microfaciesurilor grezoase, scăderea energiei hidrodinamice.

Microfaciesurile II e și II f, în care se înregistrează cel mai scăzut conținut în material epiclastic, de asemenea absența intraclastelor $> 0{,}3$ mm și frecvența redusă a peletelor, paralel cu îmbogățirea în anumite bioclaste (spiculi monaxoni de spongieri, respectiv foraminifere plactonice), reflectă momentele cu cea mai scăzută energie. Foraminiferele planctonice din microfaciesul II f, ce se prezintă mai ales sub formă de loje izolate sau în grupe de 2—3 loje, mai rar sub formă de testuri întregi de hedbergelline *(H. hoterivica, H. infracretacea)*, nu sînt rezultatul direct al unei sedimen-

tări pelagice. Prin gradul de fragmentare, acestea prezintă caracterul unor resedimentări din fracțiunea pelagic-lutitică a ritmurilor de sedimentare.

Succesiunea virtuală a microfaciesurilor relevate de nivelele bazale ale litotopilor inferiori din cadrul complexului sideritic este prezentată în figura 4, pentru ambele tipuri petrografice la care se raportează microfaciesurile recunoscute.

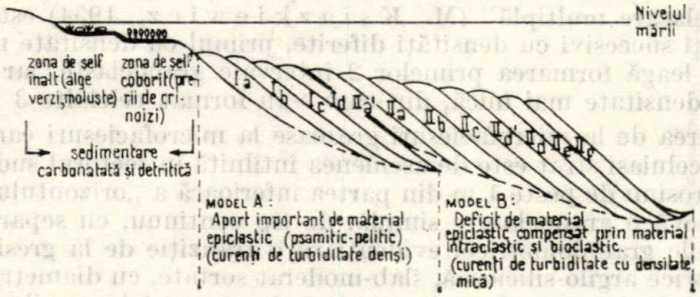

Nivelul mării
zona de șelf înalt (alge verzi, moluște)
zona de șelf coborît (prezența crinoizi)
sedimentare carbonatată și detritică
Ia Ib Ic Id IIa' IIa IIb IIc IIb' IId IIe IIf
MODEL A:
Aport important de material epiclastic (psamitic-pelitic) (curenți de turbiditate denși)
MODEL B:
Deficit de material epiclastic compensat prin material intraclastic și bioclastic. (curenți de turbiditate cu densitate mică)

Fig. 4. — Succesiunea virtuală a microfaciesurilor relevate de termenii inferiori ai ritmurilor de sedimentare din orizontul bioclastic al complexului sideritic, în funcție de scăderea energiei hidrodinamice.

I a—I d, microfaciesuri grezoase (model A); *II a — II f*, microfaciesuri carbonatate (model B); *II a'* (intramicrite detritice) și *II d'* (biomicrite detritice), microfaciesuri neîntîlnite în cadrul complexului sideritic.

În succesiunea virtuală prezentată am făcut abstracție de unele tipuri intermediare posibile, în funcție de schimbarea raportului planimetric între constituenții intra- și bioclastici (exemplu, alături de intrabiomicrite, în care intraclastele sînt prevalente asupra bioclastelor, este de presupus existența biointramicritelor în care raportul celor doi componenți principali este în favoarea bioclastelor).

Între microfaciesurile recunoscute poate fi constatată lipsa tipurilor II a' (intramicrite detritice) și II d' (biomicrite detritice) din cadrul succesiunii microfaciale virtuale. Existența primului tip este de presupus în sectorul nordic, unde microfaciesurile intraclastice grosiere, relevînd o apropiere mai mare a zonei de șelf față de aria de depunere, sînt frecvente, absența celui de-al doilea tip microfacial fiind probabil datorată recristalizării cimentului inițial micritic, în microsparit, fenomen frecvent întîlnit în cadrul microfaciesurilor analizate.

Trecerea de la microfaciesurile grezoase la cele carbonatate, iar în cadrul acestora din urmă de la microfaciesuri cu un conținut relativ bogat în material epiclastic grosier, la microfaciesuri cu un conținut epiclastic foarte scăzut (exclusiv siltic și lutitic) are și o semnificație batimetrică, ilustrînd tendința de adîncire progresivă a ariei depoziționale.

Studiul unor nivele succesive din cadrul unor strate cu bioclaste confirmă în parte succesiunea virtuală prezentată. Astfel, din cadrul unui strat cu o grosime de 70 cm deschis pe șoseaua Cîmpulung — Vatra Moldoviței au fost prelevate 5 eșantioane (aproximativ din 20 în 20 cm), microfaciesurile relevate de la partea inferioară către cea superioară a stratului fiind următoarele: gresie intraclastică cu matrice argilo-micritică siltică,

cu sortare slabă, diametrul maxim al cuarțului 1,2 mm (I a); gresie intrabioclastică cu ciment microsparitic, cu sortare bună, diametrul maxim al cuarțului 0,3 mm (tip intermediar între I b și I d); intrabiomicrit detritic, cu sortare slab-moderată, diametrul maxim al cuarțului 1,0 mm (II b); intrabiomicrosparit detritic, sortare moderată, diametrul maxim al cuarțului 0,4 mm (II c); micrit detritic argilos cu rare fragmente de crinoizi, cu sortare bună, diametrul maxim al cuarțului 0,15 mm. Acest tip de strat cu „granoclasare multiplă" (M. Ksiazkiewicz, 1954) este generat de 2 curenți succesivi cu densități diferite, primul cu densitate mai mare, de care se leagă formarea primelor 2 intervale granoclaste, iar cel de-al doilea, cu densitate mai mică, din care s-au format celelalte 3 intervale.

Trecerea de la microfaciesuri grezoase la microfaciesuri carbonatate în cadrul aceluiași strat este de asemenea întîlnită în sectorul sudic. Unele strate cu grosimi de peste 1 m din partea inferioară a „orizontului bioclastic", ce relevă o granoclasare simplă, de tip continuu, cu separații slabe între fracțiile granulometrice, evidențiază o tranziție de la gresii bioclastice cu matrice argilo-silicioasă, slab-moderat sortate, cu diametrul maxim al cuarțului de 0,8 mm (I c), la cuarțarenite cu matrice argilo-silicioasă, cu foarte rare bioclaste și sortare bună, diametrul maxim al cuarțului 0,3 mm, urmînd gresii bioclastice cu ciment microsparitic bogate în fragmente flotabile de crinoizi, cu sortare bună, diametrul maxim al cuarțului 0,3 mm, în sfîrșit gresii bioclastice cu ciment microsparitic bogate în fragmente flotabile de crinoizi, cu sortare bună, diametrul maxim al cuarțului 0,25 mm (I d).

În comparație cu succesiunea virtuală, succesiunea microfaciesurilor complexului sideritic deschis de valea Covasna (fig. 5) este aleatorie în

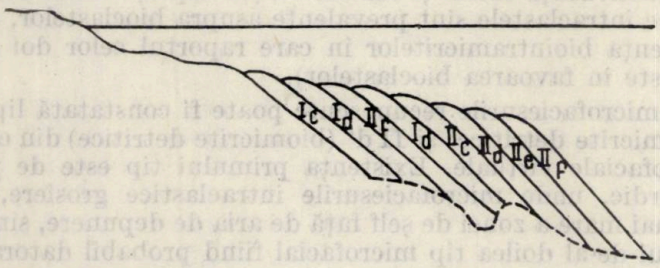


Fig. 5. — Succesiunea microfaciesurilor în cadrul orizontului bioclastic al complexului sideritic pe valea Covasna în unitatea Audia și interpretarea oscilațiilor batimetrice.

jumătatea inferioară a „orizontului bioclastic", unde se înregistrează o trecere bruscă de la gresii bioclastice cu ciment microsparitic (I d), la biomicrosparite cu foraminifere planctonice (II f), apropiindu-se de succesiunea virtuală în jumătatea superioară a acestui orizont.

Pe fondul unei tendințe generale de adîncire a bazinului, relevată de succesiunea microfaciesurilor „orizontului bioclastic" din sectorul sudic, sînt sugerate astfel unele oscilații batimetrice, însoțite de diminuarea energiei hidrodinamice.

Absența unor microfaciesuri bogate în epiclaste grosiere (I a, I b, II a, II b) în cadrul complexului sideritic din sectorul sudic (inclusiv a fragmentelor de roci vulcanice care apar cu totul sporadic) este semnificativă, indicînd depărtarea mai mare față de sursa de material terigen a sectorului sudic în raport cu sectoarele central și nordic.

THE BIOCLASTIC MICROFACIES FROM THE SIDERITE COMPLEX OF THE BLACK SCHISTS UNIT (EASTERN CARPATHIANS)

SUMMARY

The systematic microscopical analysis of the bottom-coarser levels of the bioclastic sandstones and detritic limestones from the lower (Siderite) complex (Hauterivian — Lower Aptian) of the Black Schists Flysch Unit revealed 10 microfacies, the sedimentogenesis of which was mainly controlled by the hydrodynamic energy and the quantity of the terrigenous (epiclastic) material. The contribution of an important quantity of epiclastic material according to the decrease of the hydrodynamic energy led to sandstone microfacies, ranging from intraclastic sandstones (with large intraclasts and poor sortation) to bioclastic sandstones (well sorted, bioclasts prevailing on the intraclasts represented by pellets). Similarly, the diminution of the epiclastic contribution, counter-balanced by the intra- and bioclastic materials led to detritic limestones, among which, depending on the decrease of the hydrodynamic energy, six microfacies were recognised, ranging from detritic intramicrosparites (poorly sorted, with large intraclasts) to biomicrosparites with planktonic foraminifera.

The largest part of the bioclasts belongs to bottom-dwelling animals and plants (crinoids, bryozoans, brachiopods, pelecypods, sponges, algae) that were abraded from a shelf area, less than 80 meters deep, situated in the vicinity of the depositional environment.

The ten microfacies were sedimentologically interpreted through *virtual microfacial sequence*, compared with the *real microfacial sequence* on the Covasna valley in the southern part of the Eastern Carpathians.

BIBLIOGRAFIE

BĂNCILĂ I., PAPIU C. V. (1962), *Asupra litologiei sedimentelor cretacice din anticlinalul Cîrnu — valea Țiganilor. I — Complexul inferior*, D.S. Com. geol., **XLV**, 13—35, București.

CAROZZI A. V. (1950), *Contribution à l'étude des rythmes de sédimentation*, Arch. Sc. Genève, **3**, 17—40; 95—146.

CAYEUX L. (1916), *Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires*, Text — 520 p., Atlas — 56 pl., Paris.

FEDIAEVSKI A. (1963), *Méthode d'étude quantitative des microfaciès calcaires*, Rev. Micropal., **6**, *3*, 175—182, Paris.

FILIPESCU M. G. (1957), *Contribuții la orizontarea stratigrafică a Cretacicului din Flișul extern dintre văile Teleajen și Uzu*, Bul. Șt. Acad. R.P.R., **II**, *1*, 37—45, București.

FOLK R. (1959), *Practical petrographic classification of limestones*, Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **43**, *1*, 1—38.

GRIGORESCU D. (1970), *Étude microfaciale du complexe sphérosidéritique de la zone d'écailles des Carpates orientales — profil de la vallée de Covasna*, Anal. Univ. Buc., Geologie, 183—209, București.

HOROWITZ A. S., POTTER E. (1971), *Introductory Petrography of Fossils*, Springer Verlag, 96 p., 100 pl., Berlin.

KSIAZKIEWICZ M. (1954), *Graded and laminated bedding in the Carpathian flysch*, Ann. Soc. Geol. Pologne, **22**, 399—449, Warszawa.

MIRĂUȚĂ O., MIRĂUȚĂ ELENA (1964), *Flișul cretacic și paleogen din valea Cuejdiului și valea Horaiței*, D.S. Com. geol., **L**, *1*, 131—149, București.

Primit în redacție la 3 martie 1976

Universitatea București
Facultatea de geologie-geografie și
Institutul de geologie și geofizică

PLANȘA I

Fig. 1. — Microfacies I a : *Cayeuxia* sp. (alge codiacee). Valea Sadova (sector nordic).

Fig. 2. — Microfacies II a : Intramicrosparit detritic. Fragmente de alge rodophycee (a) și moluște (m) cu liziere micritice ; fragmente de crinoizi cu aureole de calcitizare periferice (c). Valea Sadova (sector nordic).

Fig. 3. — Microfacies I a : *Cayeuxia moldavica* Frollo (alge codiacee) (a) ; fragmnete de moluște. Valea Plotonița (sector nordic).

Fig. 4. — Microfacies II a : Intramicrosparit detritic. *Paraphyllum amphiroaeforme* Lemoine (alge melobesiee) ; plăci de echinoderme calcitizate. Valea Sadova (sector nordic).

Fig. 5. — Microfacies II a : Intramicrosparit detritic. Granul de andezit cu fenocristale de plagioclazi albitizați. Valea Sadova (sector nordic).

Fig. 6. — Microfacies II b : Intrabiomicrit detritic. Litoclaste micritice, fragmente de moluște (m). Valea Plotonița (sectorul nordic).

Fig. 7. — Microfacies I b : Gresie intrabioclastică. Fragmente de crinoizi (c), brahiopode (b), spiculi de spongieri (s). Valea Sadova (sectorul nordic).

Fig. 8. — Microfacies I b : Gresie intrabioclastică. Placă columnară de crinoid (secțiune longitudinală). Valea Țiganilor (sectorul central).

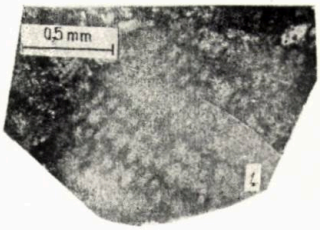


Fig. 1

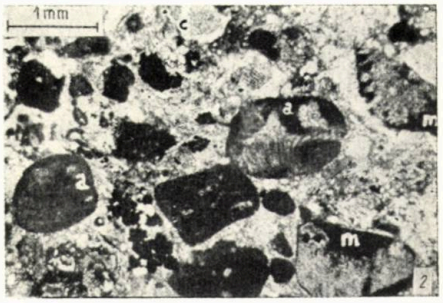


Fig. 2

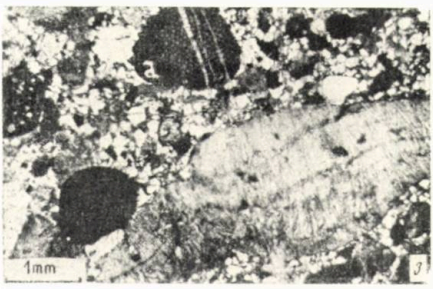


Fig. 3

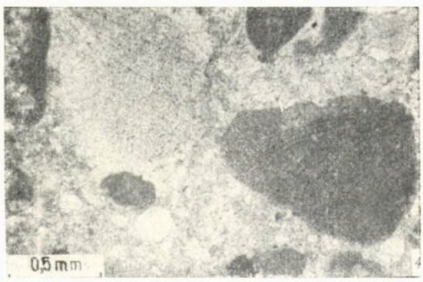


Fig. 4

Fig. 5

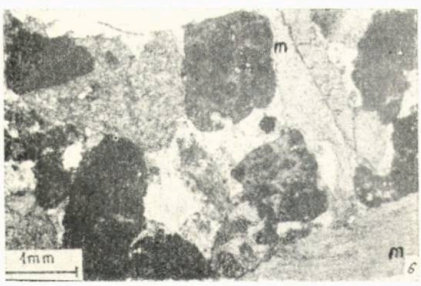


Fig. 6

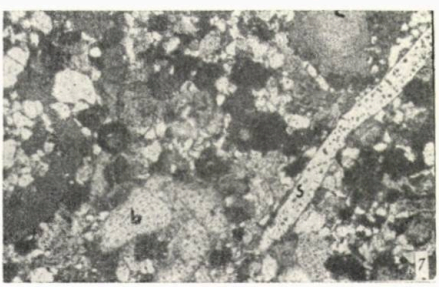


Fig. 7

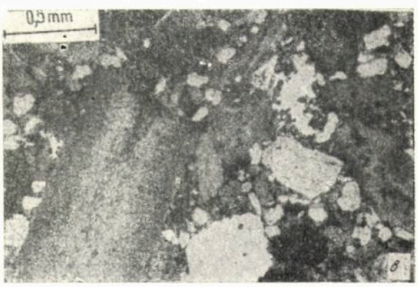


Fig. 8

PLANȘA II

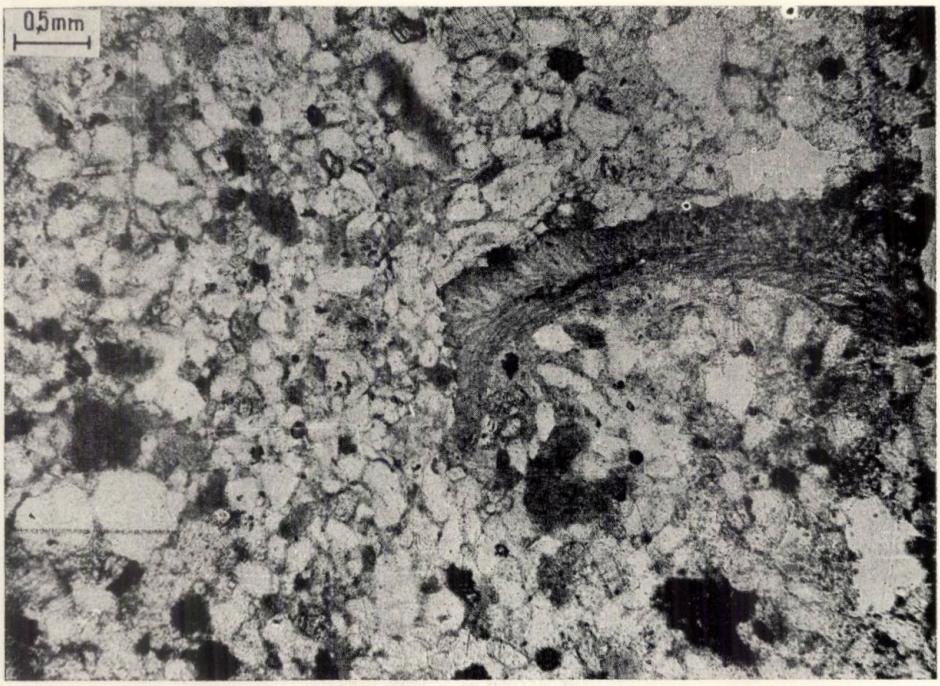


Fig. 1.—Microfacies I c : Gresie bioclastică. Briozoar ciclostomat (secțiune longitudinală). Valea Plotonița (sectorul nordic).

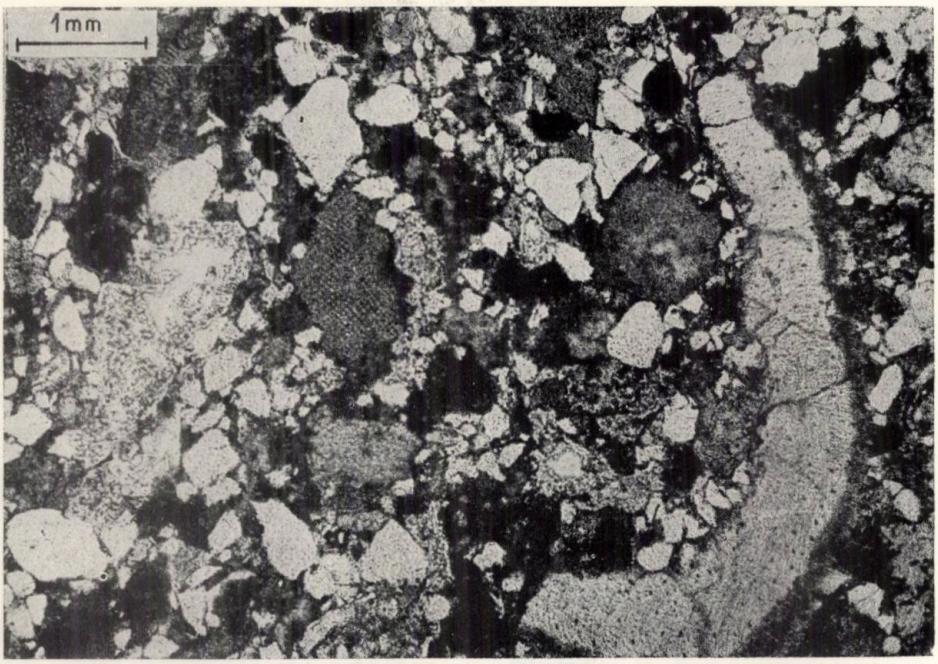


Fig. 2.—Microfacies I c : Gresie bioclastică. Fragmente de crinoizi, brahiopode. Valea Sadova (sectorul nordic).

PLANȘA III

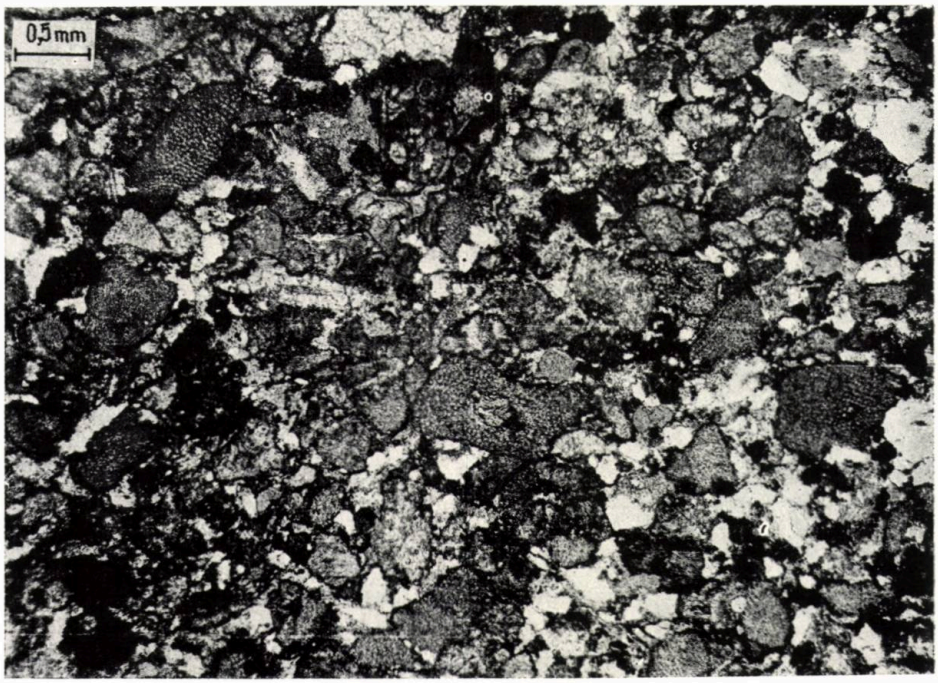


Fig. 1. — Microfacies I c : Gresie bioclastică. Fragmente de crinoizi (predomină fragmentele de plăci columnare). Valea Sadova (sectorul nordic).

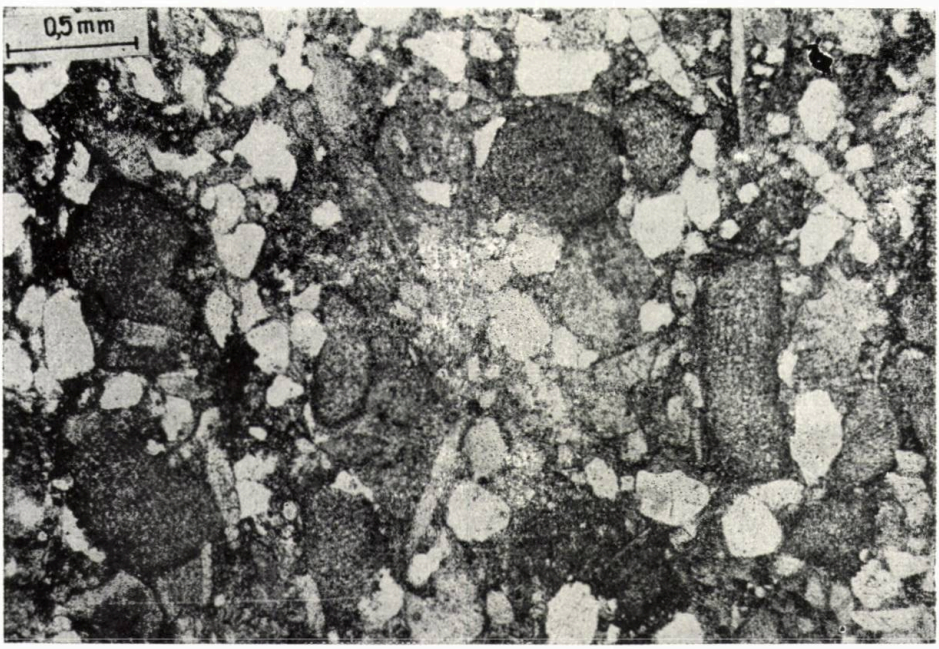


Fig. 2. — Microfacies I c : Gresie bioclastică. Fragmente de crinoizi (plăci columnare), spiculi de spongieri. Valea Largu (sectorul central).

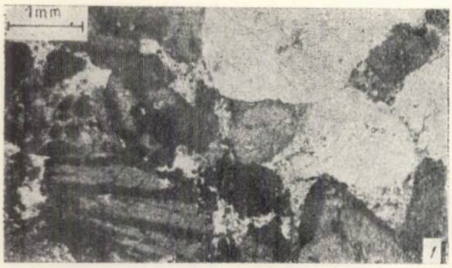


Fig. 1

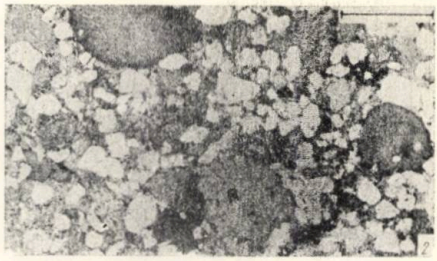


Fig. 2

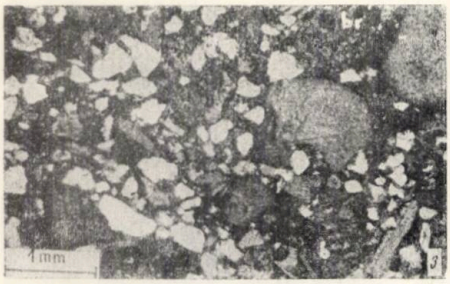


Fig. 3

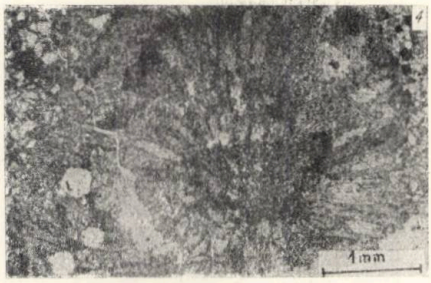


Fig. 4

Fig. 5

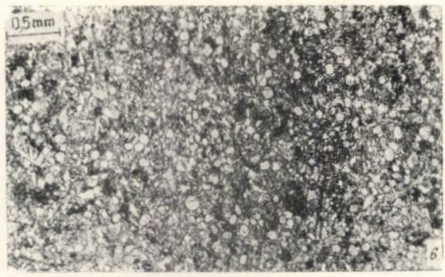


Fig. 6

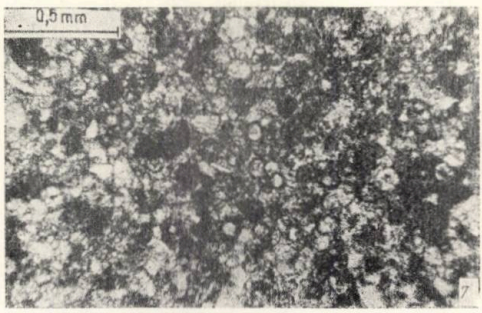


Fig. 7

PLANŞA IV

Fig. 1. — Microfacies II b : Intrabiomicrit detritic. Fragment de lamelibranhiat. Valea Plotonița. (sectorul nordic).

Fig. 2. — Microfacies I c : Gresie bioclastică cu matrice argiloasă impregnată cu materie organică. Plăci columnare de crinoizi, radiole de echinizi (R). Valea Largu (sectorul central).

Fig. 3. — Microfacies I c : Gresie bioclastică cu matrice argiloasă, puternic impregnată cu materie organică. Fragmente de plăci columnare de crinoizi, brahiopode (b), briozoare ciclostomate (br), spiculi de spongieri. Valea Țiganilor (sectorul central).

Fig. 4. — Microfacies II c : Intrabiomicrosparit detritic. Briozoar ciclostomat (secțiune transversală). Valea Plotonița (sectorul nordic).

Fig. 5. — Microfacies II d : Biomicrosparit detritic (secționat vertical). Spiculi de spongieri, fragmente de crinoizi (0,4 mm). Valea Firtigi (sectorul central).

Fig. 6. — Microfacies II e : Biomicrosparit spiculitic. Valea Covasna (sectorul sudic). (suborizontul gresiilor organodetritice superioare).

Fig. 7. — Microfacies II f : Biomicrosparit cu foraminifere planctonice. Loje izolate de hedbergelline, rar testuri intacte de *Hedbergella hoterivica* Subotina. Valea Covasna (sectorul sudic) (suborizontul biomicrosparitelor cu foraminifere planctonice).

NANNOPLANCTONUL DEPOZITELOR PALEOGENE DE LA CORMENIȘ (EST DE JIBOU) ȘI SEMNIFICAȚIA LUI STRATIGRAFICĂ

DE

N. MÉSZÁROS, V. GALCENCO, C. FABIAN

Regiunea studiată de noi se află situată la est de Jibou, pe valea Someșului, la sud de localitatea Răstoci (fig. 1).

Această regiune a fost studiată de Fr. Hauer și G. Stache (1863), K. Hofmann (1879, 1883), A. Koch (1894), apoi de Ș t. Mateescu (1938). Mai recent au efectuat cercetări N. Mészáros (1958) și A. Rusu (1974); la acest ultim autor regiunea Cormeniș a intrat și în perimetrul lucrării de doctorat. Menționăm că această regiune este cuprinsă parțial și în harta geologică 1 : 50 000 editată de Institutul geologic (foaia 29).

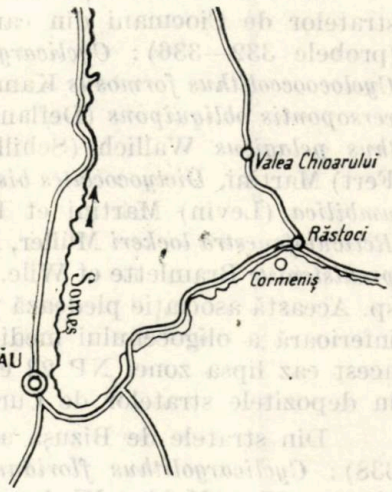


Fig. 1. — Localizarea regiunii studiate.

Pentru obținerea nannoplanctonului au fost probate de noi toate unitățile stratigrafice dezvoltate în regiune. Vom prezenta asociațiile de nannoplancton în cadrul unităților stratigrafice, împreună cu semnificația lor stratigrafică.

SERIA CALCAROASĂ

La sud de Someș se dezvoltă numai partea superioară a acestei serii, alcătuită din calcare organogene cu nummuliți *(N. fabianii)*, cu coralinacee și cu coralieri. Ultimele bancuri de calcare pot fi echivalate cu stratele de Hoia. Dintr-o intercalație subțire marnoasă (proba 329) s-a obținut o asociație de nannoplacton formată din următoarele specii : *Lanternitus minutus* Stradner, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Dictyococcites dictyodus* (Deflandre et Fert) Martini, *Chiasmolithus oamaruensis* (Deflandre), *Discolitina pulcheroides* (Sullivan) Levin et Joerger, *Helicopontosphaera intermedia* (Martini) Haq, Mohler, *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritkowski, *Transversopontis obliquipons* (Deflandre), *Coccolithus pelagicus* Wallich (Schiller), *Ericsonia subdisticha* (Roth et Hay), *Sphenolithus* sp.

Cele mai frecvente forme sînt cele de *Cyclicargolithus floridanus*, *Dictyococcites dictyodus* şi *Coccolithus pelagicus*. Asociaţia ne arată că avem de-a face cu depozite oligocene bazale, ylatorfiene care aparţin zonei NP 21 (zona *Ericsonia subdisticha*).

Stratele de Curtuiuş s-au dovedit a fi aproape total lipsite de nannoplancton (probele 330 şi 331). S-au determinat numai forme de *Eraarudosphaera bigelowi* (Gran. et Braarud), Deflandre, specie care trăieşte într-un mediu marin îndulcit.

O a doua asociaţie de nannoplancton este întîlnită în cuprinsul stratelor de Ciocmani din care au fost determinate următoarele specii (probele 332—336): *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Cyclococcolithus formosus* Kamptner, *Coccolithus rupeliensis* Müller, *Transversopontis obliquipons* (Deflandre), *Transversopontis latus* Müller, *Coccolithus pelagicus* Wallich (Schiller), *Dictyococcites dictyodus* (Deflandre et Fert) Martini, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler, Wade), *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski, *Reticulofenestra ornata* Müller, *Reticulofenestra lockeri* Müller, *Reticulofenestra clatrata* Müller, *Sphenolithus predistentus* Bramlette et Wilc., *Discolithina desueta* Müller, *Rhabdosphaera* sp. Această asociaţie pledează pentru zona NP 23, adică reprezintă partea inferioară a oligocenului mediu (zona cu *Sphenolithus predistentus)*. În acest caz lipsa zonei NP 22 este explicată prin lipsa nannoplanctonului în depozitele stratelor de Curtuiuş.

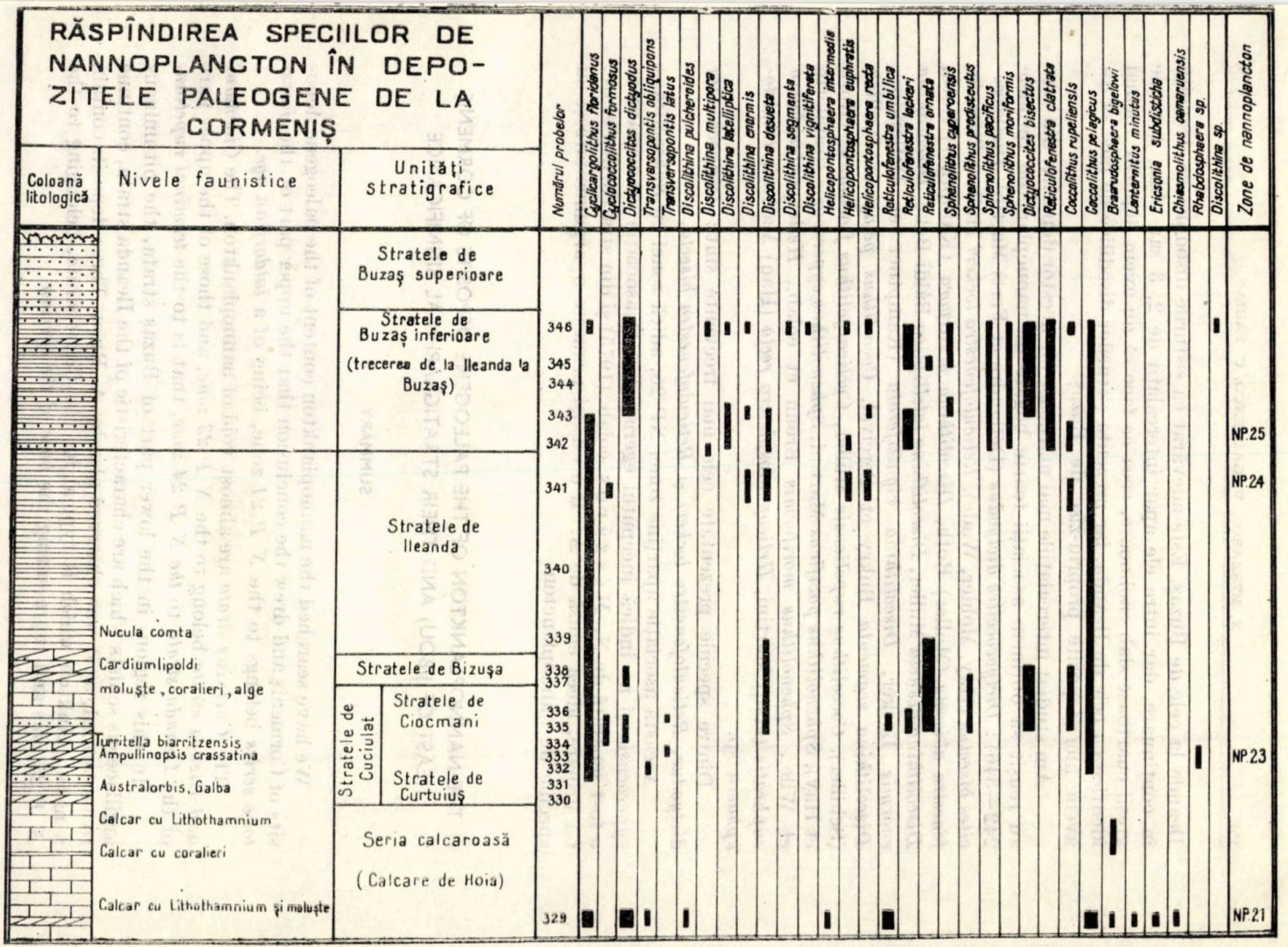
Din stratele de Bizuşa au fost determinate speciile (probele 337—338): *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler, Wade), *Dictyococcites dictyodus* (Deflandre et Fert), *Reticulofenestra ornata* Müller, *Reticulofenestra clatrata* Müller, *Sphenolithus predistentus* Bramlette et Wilc., *Coccolithus rupeliensis* Müller, *Coccolithus pelagicus* Wallich (Schiller), *Discolithina desueta* Müller. Asociaţia de mai sus aparţine tot zonei *Sphenolithus predistentus* (NP 23).

A fost determinată o asociaţie de nannoplancton şi în stratele de Ileanda (probele 338—341): *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Reticulofenestra ornata* Müller, *Cyclococcolitàus formosus* Kamptner, *Coccolithus rupeliensis* Müller, *Coccolithus pelagicus* Wallich (Schiller), *Discolithina enormis* Locker, *Helicopontosphaera euphratis* (Haq) Martini, *Transversopontis* sp., *Sphenolithus* sp.

Prezenţa formelor de *Coccolithus rupeliensis* ne indică vîrsta tot rupeliană a acestor depozite.

A. Rusu în lucrarea lui de doctorat (1974) arată că în această arie de răspîndire stratele de Ileanda se dezvoltă în continuare şi înlocuiesc o parte din stratele de Buzaş, respectiv acele depozite care în timp aparţin, în parte, stratelor de Cetate. Considerăm că această constatare a lui A. Rusu este justă. Ea poate fi argumentată de noi şi cu ajutorul nannoplanctonului. Am separat acest pachet de strate sub denumirea de strate de Buzaş inferioare, respectiv un pachet de trecere de la stratele de

RĂSPÎNDIREA SPECIILOR DE NANNOPLANCTON ÎN DEPOZITELE PALEOGENE DE LA CORMENIŞ



Ileanda la cele de Buzaș. Este adevărat că șisturile disodilice se dezvoltă în continuare, dar între ele apar intercalații de 2, 3 sau chiar 4 m de gresii cuarțoase slab caolinoase, ceea ce face să nu avem depozite tocmai identice cu cele de Ileanda, iar prezența șisturilor disodilice ne face să nu avem nici depozite propriu-zise de Buzaș.

Am studiat intercalațiile mai marnoase ale acestor depozite, din care au reușit să obținem asociații foarte bogate de nannoplancton (probele 242—346) : *Dictyococcites dictyodus* (Deflandre et Fert) Martini, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler, Wade), *Reticulofenestra lockeri* Müller, *Reticulofenestra abisecta* (Müller) Roth, *Discolithina multipora* (Kamptner) Roth, *Discolithina desueta* Müller, *Discolithina latelliptica* Báldi-Beke, *Discolithina enormis* Locker, *Discolithina vignitiferata* (Kamptner et Deflandre), *Discolithina segmenta* Bukry et Percival, *Coccolithus pelagicus* Wallich (Schiller), *Coccolithus rupeliensis* Müller, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay), *Sphenolithus pacificus* Martini, *Sphenolithus cyperoensis* Bramlette et Wilc., *Sphenolithus moriformis* Bronn et colab., *Helicopontosphaera euphratis* (Haq) Martini, *Helicopontosphaera recta* (Haq) Martini, *Rhabdosphaera* sp.

Dintre speciile prezentate cele mai frecvente sînt : *Dictyococcites dictyodus*, *Reticulofenestra lockeri* și *Reticulofenestra bisecta*.

Această asociație aparține zonei NP 25, adică zonei cu *Sphenolithus cyperoensis* și ne indică începutul egerianului. O asociație asemănătoare a fost separată de N. M é s z á r o s colab. (1975) și din stratele de Cetate. Ca urmare, ideea emisă de A. R u s u își primește o argumentare și cu speciile de nannoplancton.

THE NANNOPLANKTON OF THE PALEOGENE DEPOSITS OF CORMENIȘ (EAST OF JIBOU) AND THEIR STRATIGRAPHICAL SIGNIFICANCE

SUMMARY

We have searched the nannoplankton content of the paleogene deposits of Cormeniș and drew the conclusion that the upper part of the *limestone series* belongs to the *N P 21* zone, being of a *latdorfian age*.

The *Curtuiuș strata* are almost void of nannoplankton. The *Ciocmani and Bizușa strata* belong to the *N P 23 zone*, and those of the upper part of the *Ileanda strata* to *the N P 24 zone*, that is to the *terminal rupelian*.

In this region, in the lower part of Buzaș strata, the bituminous argillaceous schists which are characteristic of the Ileanda strata, continue to be formed, as it was observed also by A. Rusu. These deposits contain a nannoplankton which is typical for the *Cetate strata*, belonging to the *N P 25 zone* and representing the *base of the egerian*.

BIBLIOGRAFIE

ANDERSON A. S., HINCH W., MARTINI E., MÜLLER C., RITZKOWSKI S. (1971), *Chattian*, Giornale di Geologia, **XXXVII**, *2*, Bologna.

BÁLDINE-BEKE MÁRIA, BÁLDI TAMÁS (1973), *A novaji tipusszelvény (kiscellien-egerien) nannoplanktonja és makrofáunája*, Budapest.

BRAMLETTE, WILCOXON M. N. (1969), *Middle Tertiary calcareous nannoplankton of the Cipero section*, Trinidad.

HAUER FR., STACHE C. (1863), *Geologie Siebenbürgens*, Wien.

HOFMANN K. (1879), *Jelentés az 1878 nyárán Szilágymegya keleti részében tett földtani részletes felvételről*, Földtani Közlöny, **IX**, Budapest.

— (1883), *Jelentés az 1878 nyárán Szilágymegye délkeleti rézében végzet földtani részletes felvéterről*, Földtani Közlöny, **XIII**, Budapest.

KOCH A. (1894), *Az Erdelyrészi medence harmadkori képzödményei. Paleogén csoport*, Földt. Int. Évkönyve, **X**, Budapest.

LEHOTAYOVA R. H., BÁLDI BEKE M. (1975), *Kalkige Nannoflora der Sedimente des Egerien. Chronostratigraphie und Neostratotypen*, **V**, Bratislava.

LOCKER S. (1967), *Neue Coccolithophoriden (Flagellata) aus des Alttertiär Norddeutchland.*

MARTINI E. (1969), *Nannoplancton aus des Latdorf (Locus typicus) und weltweite Parallelisierungen in oberen Eozän und unteren Oligozän.*

MARTINI E., MOISESCU V. (1974), *Nannoplankton-Untersuchungen in Oligozänen Ablagerungen zwischen Cluj und Huiedin*, N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **I**, Stuttgart.

MARTINI S. (1971), *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*, II planktonic Conference, Roma, 1971.

MARTINI S., RITZKOWSKI S. (1968), *Was ist das ,,Unter Oligozän''*, Paris.

MATEESCU ŞT. (1938), *La faille de Moigrad et la variation de faciès qu'elle introduit dans l'Éocène et l'Oligocène au N. au S. de la faille*, C.R. Acad. Sci. Roum., **11**, *6*, Bucureşti.

MÉSZÁROS N. (1960), *Depozitele pelogene din regiunea Letca — Lozna*, Soc. şt. nat. geogr., Com. geol.-geogr., Bucureşti.

MÉSZÁROS N., LEBENZON C., IANOLIU C. (1974), *Trasarea limitei eocen-oligocen la Mera cu ajutorul nannoplanctonului*, Studia Univ. ,,Babeş-Bolyai'', Ser. geol.-min., *2*, Cluj.

MÉSZÁROS N., LEBENZON C., IANOLIU C. (1973), *Limita eocen-oligocen în Dealul Hoia din Cluj stabilită cu ajutorul nannoplanctonului*, Studia Univ. ,,Babeş-Bolyai'', Ser. geol.-min., *1*, Cluj.

MÉSZÁROS N., LEBENZON C., IANOLIU C., PION N. (1975), *Nannoplanctonul din Stratele de Cetate şi semnificaţia lui stratigrafică*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, **20**, *1*, Bucureşti.

MÉZÁSROS N., LEBENZON C., ŞURARU N., IANOLIU C. (1975), *Die mit Hilfe des Nannoplanctons durchgeführte Abgrenzung des Oligozäns im Tale des Almaş*, VIth. Congr. Reg. Comn. on. Mediterranean Neogene Stratigraphy, Bratislava.

MÜLLER C. (1970), *Nannoplanctonzonen der Unteren Meresmollasse Bayerns*, Geologica Bavarica, München.

POPESCU B., GHEŢA N. (1971), *Nannoplanctonul calcaros din orizontul marnelor cu briozoare* D.S. Inst. geol., **LVIII**, Bucureşti.

RĂILEANU GR., SAULEA EMILIA (1956), *Paleogenul din regiunea Cluj şi Jibou*, An. Com. geol., **XXIX**, Bucureşti.

ROTH H. P. (1970), *Oligocene calcareous Nannoplankton biostratigraphy*, Eclogiae. Geol. Helv., **63**, *3*, Basel.

RUSU A. (1974), *Stratigrafia depozitelor oligocene din regiunea Treznea — Hida — Poiana Blenchii*, Rez. tezei de doctorat, Bucureşti.

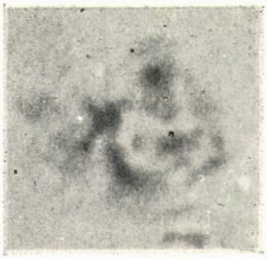
Primit în redacţie la 8 februarie 1976

Universitatea ,,Babeş-Bolyai''
Cluj-Napoca
Facultatea de biologie şi geografie

PLANȘA I

Fig. 1. — *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritz., proba 329 N+, × 2500.
Fig. 2. — " " N+, × 2500.
Fig. 3. — *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay), proba 329 N+, × 2500.
Fig. 4. — *Discolithina pulcheroides* (Sullivan) Levin et Joerger, proba 329 N+, × 2500
Fig. 5. — " " N+, × 2500.
Fig. 6. — *Lanternitus minutus* Stradner, proba 329 N+, × 2500.
Fig. 7. — *Discolithina latelliptica* Báldi-Beke, proba 342 N+, × 2500.
Fig. 8. — " " " N+, × 2500.
Fig. 9. — *Reticulofenestra ornata* Müller, proba 338 N+, × 2500.
Fig. 10. — " " " N+, × 2500.
Fig. 11. — *Transversopontis obliquipons* Defl., proba 329 N+, × 2500.
Fig. 12. — *Helicopontosphaera recta* (Haq) Martini), proba 346 N+, × 2500.

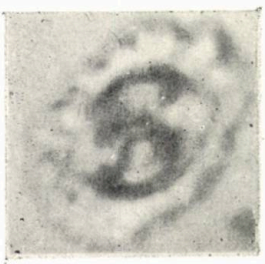
1



2

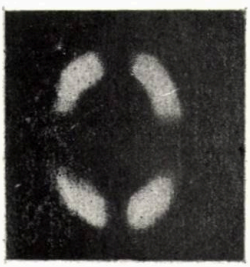
3

4



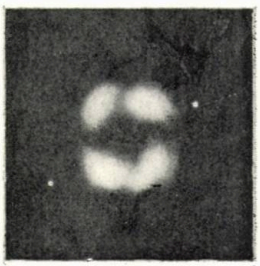
5

6

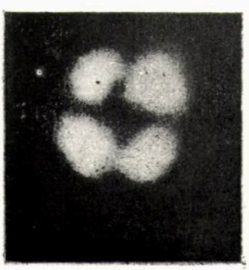


7

8



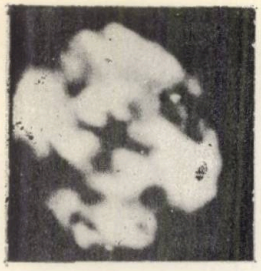
9



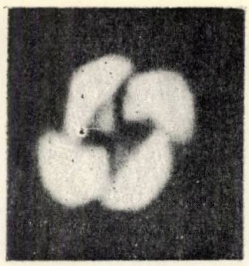
10

11

12



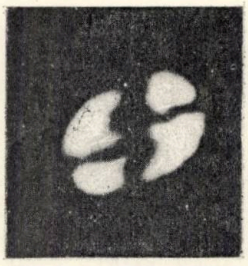
13



14

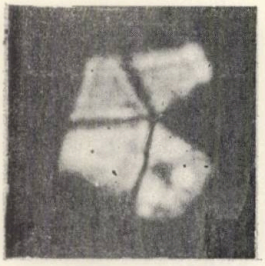
15

16

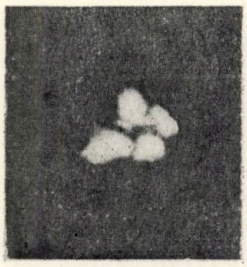


17

18



19

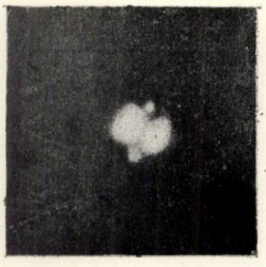


20

21

22

23



24

Fig. 13. — *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler, Wade), proba 346 N+, × 2500.
Fig. 14. — *Reticulofenestra lockeri* Müller, proba 346 N+, × 2500.
Fig. 15. — ,, ,, ,, N+, × 2500.
Fig. 16. — *Discolithina desueta* Müller, proba 342 N+, × 2500.
Fig. 17. — *Discolithina enormis* Locker, proba 342 N+, × 250.0
Fig. 18. — *Coccolithus pelagicus* Wallich (Schiller), proba 336 N+, × 2500.
Fig. 19. — *Braarudosphaera bigelowi* (Gran et Braarud.) proba 346 N+, × 2500.
Fig. 20. — *Sphenolithus cyperoensis* Braml. et Wilc. proba 346 N+, × 2500.
Fig. 21. — *Dictyococcites dictyodus* (Defl. et Fert) Martini, proba 329 N+, × 2500.
Fig. 22. — *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini, proba 329 N+, × 2500.
Fig. 23. — *Discolithina vignitiferata* (Kamptner et Defl.), proba 346 N+, × 2500.
Fig. 24. — *Transversopontis latus* Müller, proba 336 N+, × 2500.

MICROFACIESUL CU STOMIOSFERE DE LA IZVOARELE JIULUI DE VEST

DE

D. MORARIU, ALEXANDRA MORARIU

În această lucrare este descris în detaliu microfaciesul cu stomiosfere din extremitatea nord-estică a zonei Presacina (izvoarele Jiului de Vest), semnalat anterior de aceiași autori (D. Morariu, Alexandra Morariu, 1977).

Asociații de stomiosfere sînt citate de Wanner (1940) și Vogler (1941) în Arhipelagul Indo-Malaez, de I. Nagy (1966) în Ungaria (Munții Mecsek), de K. Borza (1964, 1966) în Munții Tatra și Pienini, de W. Nowak (1968) în Silezia. Ultimul autor descrie pentru intervalul kimmeridgian superior (tithonic inferior) — valanginian mai multe zone de stomiosfere, recunoscute ulterior ca avînd valoare biostratigrafică regională. Aceste zone, în ordine stratigrafică, sînt următoarele : zona cu *Stomiosphaera moluccana*, zona cu *Colomisphaera pulla*, zona cu *Parastomiosphaera malmica*, zona cu *Colomisphaera carpathica-Colomisphaera cieszynica*, zona cu *Colomisphaera minutissima-Colomisphaera carpathica* și zona cu *Colomisphaera minutissima*.

Semnalarea de mai mulți autori a acestor zone într-o arie geografică extinsă le conferă acestora o semnificație biostratigrafică importantă, mai ales cînd pot fi corelate cu alte organisme : nannoplancton, calpionele, amoniți, aptichi.

I. Nagy (1966) și W. Nowak (1968) consideră stomiosferele ca fosile de zonă, acest microfacies impunîndu-se cu timpul alături de alte zone microfaciale cunoscute în intervalul tithonic inferior-valanginian (zona cu *Saccocoma*, zonele cu calpionele).

Zonele de stomiosfere descrise de W. Nowak (1968) în Silezia au fost identificate și de noi în depozitele carbonatice de la izvoarele Jiului de Vest (probele au fost colectate din văile Cheia Mică a Scocului și Scorota, tabelul nr. 1 de corelare ilustrînd datele cumulate de pe cele două profile). Acest fapt confirmă vîrsta acordată anterior acestor depozite pe baza altor grupe de microfosile (*Saccocomidae*, *Calpionellidae* — D. Morariu, Alexandra Morariu, 1977).

Prezența stomiosferelor alături de calpionele ne-a oferit posibilitatea studierii în paralel a distribuției și extensiunii stratigrafice a acestor microfosile.

Studiul în secțiuni subțiri a depozitelor carbonatice din intervalul stratigrafic menționat anterior indică larga răspîndire a „pseudosparitelor", formate prin „aggrading recristallization", unde eventualele resturi organice de constituție carbonatică, prezente în mîlul calcaros inițial, au fost total distruse. Calcarele dismicritice apar cu o frecvență mai redusă ; ele ilustrează stadii intermediare de dezvoltare a procesului de „aggrading recristallization".

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 22, P. 161–168, BUCUREȘTI, 1977

Rocile carbonatice tip calcirudit, biosparrudit, calcilutit biomicritic și calcilutit scheletal, practic neafectate de acest proces, sînt relativ rare, dar numai din acestea s-a obținut material pentru studiul biofacial. Acest mod de distribuție a tipurilor petrografice ale rocilor carbonatice de la izvoarele Jiului indică dezvoltarea pe acest teritoriu a unui amplu proces diagenetic, probabil, în special, în timpul diagenezei tîrzii, fapt care face foarte dificil studiul microbiofacial al acestor terenuri.

O mențiune deosebită o acordăm abundenței scheletelor și detritusului scheletal de *nannoconus* care apar practic în tot intervalul stratigrafic menționat anterior. Uneori, abundența scheletelor de *nannoconus*, mai frecvent a unui detritus scheletal, le conferă calitatea de factor petrogenetic, acestea constituind calcilutite scheletale care pot fi considerate veritabile nannoconitite.

Este interesant de remarcat că în nivelele la care apar nannoconitite, intensitatea proceselor diagenetice este mult redusă, ilustrînd un aspect particular al diagenezei rocilor carbonatice. Considerăm că diminuarea proceselor diagenetice în aceste nivele se poate explica prin abundența în sedimentul carbonatic inițial a scheletelor de *nannoconus* (dimensiuni medii de 20—60 μ) și a materiei organice din care este alcătuită masa protoplasmatică a acestora. Dimensiunile mici ale acestor schelete și reducerea lor sub aceste limite prin abraziune *(lato sensu)* a permis acoperirea lor de o „anvelopă" de substanță organică, care presupunem că a constituit un inhibitor al proceselor diagenetice în cadrul nivelelor formate din nannoconitite.

În același context menționăm că în depozitele carbonatice studiate de noi, nannoconidele sînt organismele ale căror schelete se păstrează destul de bine acolo unde alte microfosile (calpionele, stomiosfere, saccocome, alge etc.) sînt practic distruse datorită diagenezei. Remarcăm deci posibilitatea ca nannoconidele să furnizeze unele indicații biostratigrafice în depozitele carbonatice intens diagenizate.

ZONELE DE STOMIOSFERE DIN DEPOZITELE CARBONATICE KIMMERIDGIAN SUPERIOR (TITHONIC INFERIOR) — VALANGINIENE DE LA IZVOARELE JIULUI DE VEST

În depozitele carbonatice de la izvoarele Jiului de Vest am identificat cele șase zone de stomiosfere descrise de W. Nowak (1968) în Silezia. Caracteristicile biostratigrafice ale acestor zone sînt următoarele:

Zona cu *Stomiosphaera moluccana* (Nowak, 1968) este cantonată la partea inferioară a kimmeridgianului superior (tithonic inferior). Limita inferioară a acestei zone este marcată de apariția speciilor aparținînd familiei *Stomiosphaeridae (Stomiosphaera moluccana, Colomisphaera fibrata, Hemistomiosphaera parvula)*, în timp ce limita superioară se situează la nivelul unde apare pentru prima dată *Colomisphaera pulla*. Asociația de stomiosfere a zonei cu „moluccana", identificată de noi, este constituită din următoarele specii: *Colomisphaera minutissima, C. borzai, C. fibrata, Hemistomiosphaera parvula* (rar). Speciile *Parastomiosphaera malmica, Colomisphaera ornata* și *Carpistomiosphaera tithonica* apar ceva mai tîrziu și sînt la fel de rare, astfel că zona se individualizează prin

abundența exemplarelor aparținînd speciei *Stomiosphaera moluccana* al cărui nume îl poartă zona.

Zona cu *Colomisphaera pulla* (Nowak, 1968) este foarte bine individualizată în depozitele kimeridgian superioare. Această zonă este net delimitată de apariția bruscă și în număr mare a speciei *Colomisphaera pulla* la partea inferioară, limită care coincide cu diminuarea sensibilă a frecvenței speciei *Stomiosphaera moluccana* și de frecvența mare a speciei *Parastomiosphaera malmica* la partea superioară. Specii asociate : *Stomiosphaera moluccana*, *Colomisphaera fibrata*, *Carpistomiosphaera tithonica* (frecvent) și *Colomisphaera minutissima*, *Carpistomiosphaera borzai*, *Hemistomiosphaera parvula*, *Colomisphaera cieszynica*, *C. ornata*, *C. carpathica* și *Parastomiosphaera malmica* (rar).

Zona cu *Parastomiosphaera malmica* (Nowak, 1968) se delimitează de zona precedentă prin frecvența sporită a speciei *Parastomiosphaera malmica*, iar de zona imediat următoare prin dispariția acestei specii, precum și a speciilor *Carpistomiosphaera borzai*, *C. tithonica* și *Colomisphaera pulla*.

În afară de *Parastomiosphaera malmica*, totdeauna foarte frecventă în această zonă, persistă rar sau frecvent următoarele specii : *Carpistomiosphaera borzai*, *C. tithonica*, *Colomisphaera ornata* (rar), *Stomiosphaera moluccana*, *Colomisphaera minutissima*, *C. fibrata*, *C. cieszynica*, *C. carpathica* (frecvent) și *Colomisphaera pulla*, *Hemistomiosphaera parvula* (rar-frecvent).

Din tabelul corelativ rezultă că cele trei zone descrise (zona cu „moluccana", zona cu „pulla", și zona cu „malmica") corespund în întregime zonei cu „Saccocoma" cantonată în kimmeridgianul superior (tithonic inferior).

Zona cu *Colomisphaera carpathica — Colomisphaera cieszynica* (Nowak, 1968), situată în tithonicul superior, se evidențiază prin frecvența sporită a speciilor *Colomisphaera carpathica* și *C. cieszynica*. Limita inferioară este marcată prin dispariția speciilor *Carpistomiosphaera borzai*, *C. tithonica*, *Colomisphaera pulla* și *Parastomiosphaera malmica*, iar limita superioară de dispariția speciilor *Colomisphaera fibrata* și *C. ornata*. Specii asociate : *Colomisphaera minutissima* (foarte frecvent), *Stomiosphaera moluccana* (frecvent-rar), *Hemistomiosphaera parvula* (rar), *Colomisphaera ornata* (rar), *C. fibrata* (rar).

Zona cu „carpathica-cieszynica" corespunde în întregime zonei cu *Crassicollaria* (tithonic superior, după N. F. Allemann, R. Catalano, F. Farès și J. Remane, 1971).

Zona cu *Colomisphaera carpathica — Colomisphaera minutissima* (Nowak, 1968) se distinge net prin frecvența ridicată a acestor două specii. Limita superioară este marcată prin dispariția speciilor *Colomisphaera carpathica*, *C. cieszynica* și *Hemistomiosphaera parvula*. Alte specii asociate : *Colomisphaera minutissima* (foarte frecvent-frecvent), *Stomiosphaera moluccana* (rar), *Hemistomiosphaera parvula* (frecvent-rar).

Această zonă corespunde celor două zone de calpionele cantonate în intervalul tithonic superior (partea terminală) — berriasian — valan-

ginian (partea bazală): zona cu *Calpionella* și zona cu *Calpionellopsis* (pro parte).

Zona cu *Colomisphaera minutissima* (Nowak, 1968) este caracterizată prin prezența speciei *Colomisphaera minutissima*, singura specie cu frecvență ridicată, alături de ea menținîndu-se în asociație numai specia *Stomiosphaera moluccana*, la fel de rară ca și în zona precedentă. Ea dispare înaintea speciei *Colomisphaera minutissima*, ultimele exemplare găsite în secțiuni aparținînd acestei specii. Limita superioară a acestei zone este dată de dispariția ultimelor specii tithonic-valanginiene ale familiei *Stomiosphaeridae* (sensu Nowak, 1968), odată cu hauterivianul apărînd specii noi (W. Nowak, 1968, citează zona cu *Stomiosphaera echinata* în Bulgaria). Zona cu „minutissima" corespunde zonei cu *Calpionellopsis* (partea terminală) și zonei cu *Calpionellites* cantonate în valanginian (după N. F. Allemann, R. Catalano, F. Farès și J. Remane, 1971).

DISCUȚII ASUPRA TABELULUI DE CORELARE A ZONELOR DE STOMIOSFERE ȘI CALPIONELE

Modul de distribuție a stomiosferelor, calpionelelor și saccocomidelor din intervalul stratigrafic studiat de noi reprezintă desigur un caz particular, dar anumite elemente considerăm că depășesc limitele particularului și merită a fi discutate.

În zona cu *Saccocoma* se remarcă frecvența ridicată a următoarelor specii de stomiosfere: *Stomiosphaera moluccana*, *Colomisphaera pulla* și *Parastomiosphaera malmica*. În cazul unor depozite în care aceste specii de stomiosfere indică în totalitate un maximum de frecvență, saccocomele lipsind, putem considera totuși aceste depozite de vîrstă kimmeridgian superior (tithonic inferior). Stomiosferele sînt utile și în prezența saccocomidelor, fiind singurele microfosile cu ajutorul cărora se pot face subdiviziuni pentru intervalul kimmeridgian superior (tithonic inferior). Poziția zonelor de stomiosfere în acest interval este următoarea: zona cu „moluccana" — inferioară, zona cu „pulla" — medie, zona cu „malmica" — superioară.

La nivelul corespunzător zonelor cu *Crassicollaria* și *Calpionella* se remarcă maximum de frecvență a trei specii de stomiosfere: *Colomisphaera minutissima*, *C. cieszynica* și *C. carpathica*. Indicațiile furnizate pentru acest interval, de stomiosfere, sînt deci mai vagi, totuși numai pentru cazul cînd toate cele trei specii au o frecvență ridicată putem avea certitudinea plasării nivelului din care a fost recoltat materialul în intervalul tithonic superior-berriasian inferior-mediu.

La nivelul zonei cu *Calpionellites*, asociația de stomiosfere se reduce la o singură specie cu frecvență ridicată (*Colomisphaera minutissima*), *Stomiosphaera moluccana* fiind la fel de rară ca și în zona precedentă.

Cu anumite rezerve, considerăm că prezența solitară a acestei specii, cu o frecvență mare însă, ar putea constitui un indiciu pentru prezența valanginianului mediu-superior. Deci, se poate afirma că pentru intervalul stratigrafic kimmeridgian superior (tithonic inferior) — valanginian se pot face orizontări stratigrafice folosind numai stomiosferele ca microfosile index, bineînțeles avînd în vedere anumite rezerve exprimate anterior.

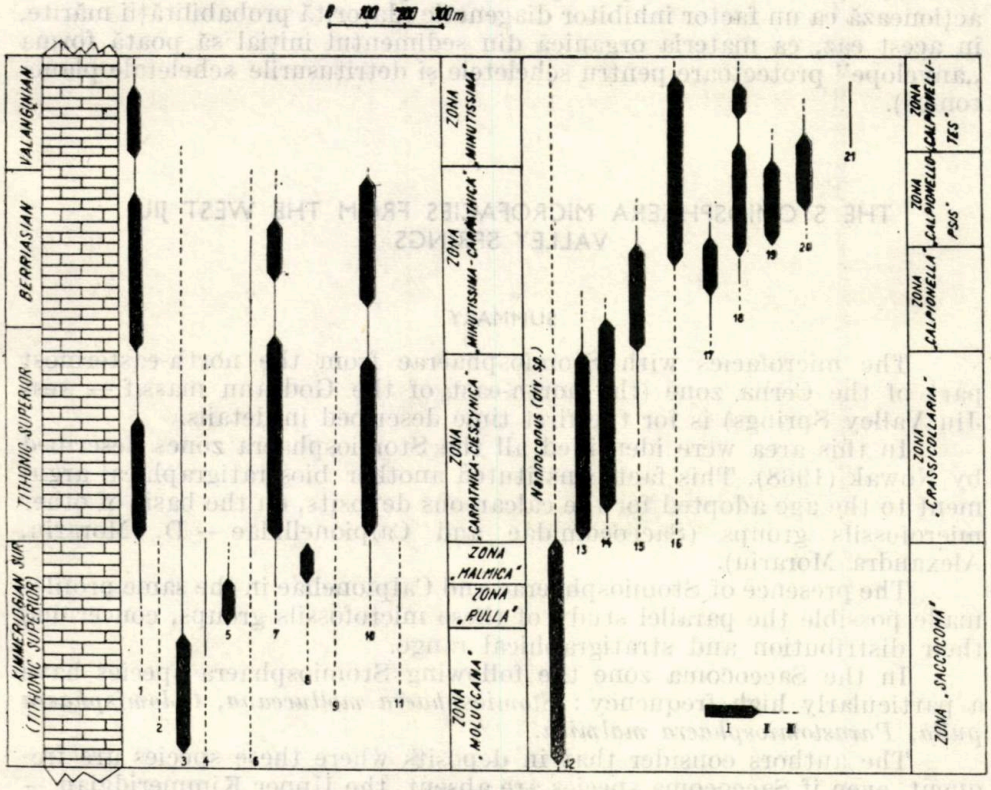
CONCLUZII

În această lucrare sînt descrise pentru prima dată zone de stomiosfere în fosa internă a domeniului danubian. Zonele de stomiosfere aduc încă un argument în favoarea încadrării stratigrafice a depozitelor carbonatice de la izvoarele Jiului de Vest, demonstrate anterior de aceiași autori (D. Morariu, Alexandra Morariu, 1977).

Studiul comparativ al distribuției stratigrafice a stomiosferelor, calpionelelor și saccocomelor din aceste depozite sugerează posibilitatea utilizării stomiosferelor ca microfosile index, atît în asociație cu alte orga-

Tabelul nr. 1

Corelarea zonelor de calpionele și stimiosfere de la izvoarele Jiului de Vest.



1 *Colomisphaera minutissima* (Colom)
2 *Carpistomiosphaera borzai* (Nagy)
3 *Stomiosphaera moluccana* Wanner
4 *Colomisphaera fibrata* (Nagy)
5 *Colomisphaera pulla* (Borza)
6 *Hemistomiosphaera parvula* (Nagy)
7 *Colomisphaera cieszynica* Nowak
8 *Parastomiosphaera malmica* (Borza)
9 *Colomisphaera arcuata* Nowak
10 *Colomisphaera carpathica* (Borza)
11 *Carpistomiosphaera tithonica* Nowak
12 *Saccocoma* sp. Agassiz
13 *Crassicollaria intermedia* (Durand-Delga)
14 *Crassicollaria massutiniana* (Colom)
15 *Calpionella alpina* Lorenz
16 *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Fil.)
17 *Calpionella elliptica* Cadisch
18 *Tintinnopsella longa* (Colom)
19 *Calpionellopsis simplex* (Colom)
20 *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch
21 *Calpionellites darderi* (Colom)

Frecvență: I foarte frecvent; II frecvent; III rar

nisme cu valoare biostratigrafică deja recunoscută, dar şi solitare, aspect pe care îl considerăm extrem de interesant. Remarcăm, de asemenea, afectarea redusă a stomiosferelor de către procesele diagenetice, comparativ cu saccocomele şi calpionelele, fapt care măreşte interesul în semnalarea acestora, în special în cazul studierii depozitelor carbonatice diagenizate.

În acelaşi context subliniem prezenţa în intervalul studiat a nannoconidelor, uneori foarte abundente, formînd adevărate nannoconitite. În cadrul organismelor studiate, nannoconidele par a fi ultimele organisme ale căror schelete sînt transformate în cadrul proceselor diagenetice, putînd astfel oferi indicaţii biostratigrafice şi în cazul depozitelor intens diagenizate.

Studiul nostru sugerează că pentru microfosilele planctonice studiate raportul cantitativ masă protoplasmatică/schelet poate furniza indicaţii asupra comportamentului acestora sub acţiunea factorilor diagenetici. În cazul cînd masa protoplasmatică predomină, se pare că aceasta acţionează ca un factor inhibitor diagenetic (datorită probabilităţii mărite, în acest caz, ca materia organică din sedimentul iniţial să poată forma „anvelope" protectoare pentru scheletele şi detritusurile scheletale planctonice).

THE STOMIOSPHAERA MICROFACIES FROM THE WEST JIU VALLEY SPRINGS

SUMMARY

The microfacies with Stomiosphaerae from the north-eastermost part of the Cerna zone (the north-east of the Godeanu massif — west Jiu Valley Springs) is for the first time described in details.

In this area were identified all the Stomiosphaera zones described by Nowak (1968). This fact constituted another biostratigraphical argument to the age adopted for the calcareous deposits, on the basis of other microfossils groups (Saccocomidae and Calpionellidae — D. Morariu, Alexandra Morariu).

The presence of Stomiosphaerae and Calpionellae in the same profiles made possible the parallel study of these microfossils groups, concerning their distribution and stratigraphical range.

In the Saccocoma zone the following Stomiosphaera species have a particularly high frequency : *Stomiosphaera molluccana*, *Colomisphaera pulla*, *Parastomiosphaera malmica*.

The authors consider that in deposits where these species are frequent, even if Saccocoma species are absent, the Upper Kimmeridgian — Lower Tithonian age can be adopted ; more than that, account may be taken of Stomiosphaeridae as concerns the subdivision within Upper Kimmeridgian — Lower Tithonian.

In this way the above-mentioned stratigraphical interval can be divided according to the Stomiosphaeridae into : the lower part — "*molluccana zone*", the middle part — "*pulla* zone", the upper part — "*malmica* zone".

Three Stomiosphaera species : *Colomisphaera minutissima*, *C. cieszynica*, *C. carpathica*, have the highest frequency in the Crassicollaria and Calpionella zone.

It must be added that in the absence of Calpionellae, only the highest frequency of these mentioned species of Stomiospherae can be used to identify the Upper Tithonian — Lower — Middle Berriasian age.

Within the calpionellites zone, the Stomiosphaeridae assemblage is practically reduced to only one high-frequency species — *Colomisphaera minutissima* ; *Stomiosphaera molluccana* is as rare in this interval as in the preceding zone.

Some reserves apart, we consider that the presence of this species with high frequency could be an indicator for the Middle — Upper Valanginian age.

The authors draw the conclusion that the Stomiosphaera species can be used themselves as marker microfossils for dividing the Upper Kimmeridgian (Lower Tithonian) — Valanginian interval. It is also mentioned that some reserves should be kept on until further researches will prove the validity of this statement.

The petro-facial study points out that the most frequent facies is represented by the pseudospars. The calcirudite, biosparrudite, calcilutite, biomicrite and skeletal calcilutite types very little affected by the diagenetic processes are rather rare. Worth mentioning is the abundance within certain lithological levels of the *nannoconus* (as skeletons and skeletal detritus). These lithological levels can be considered real nannoconitites. The reduced diagenesis of these levels could be due to the fact that in the course of calcareous diagenesis the protoplasm of the nannoconitites has been an inhibiting diagenetic factor.

It is possible that the nannoconitites should also be a biostratigraphical indicator within the highly diagenized calcareous deposits.

BIBLIOGRAFIE

Adams T. D., Khalili M., Khosrovi Said A. (1967), *Stratigraphic significance of some oligosteginid assemblage from Lurestan Province, Northwest Iran*, Micropaleontology, **13**, *1*, New York.

Alleman N. F., Catalano R., Farès F., Remane J. (1971), *Standard calpionellid zonation (Upper Tithonian-Valanginian of the Western Mediterranean Province*, Proceed., **II**, Plankt. Conf. Roma.

Andri E. (1972), *Mise au point et données nouvelles sur la famille de Calcisphaerulidae Bonet 1956 ; les genres Bonetocardiella, Pithonella, Calcisphaerulla et Stomiosphaera* Rev. Micropaleont., **15**, Paris.

Bolli H. M. (1974), *Jurassic and Cretaceous Calcisphaerulidae from DSDP LEG 27, Eastern Indian Ocean*, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **XXVII**, Washington (U. S. Government Printing Office).

Borza K. (1964), *Die Gattung Stomiosphaera Wanner, 1940 in den Westkarpaten*, Geol. Sbornik Slov. Akad., **15**, *2*, Bratislava.

— (1969), *Die Mikrofazies und Mikrofossilien de Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten*, Bratislava.

Chilingar G. V., Bissell H., Wolf K. H. (1967), *Diagenesis of carbonate rocks*, Developments in sedimentology, **8**, Oregon State University, Corvallis, Ore. (U.S.A.).

Folk R. L. (1959), *Practical petrographic classification of limestones*, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **XXXXIII**, *1*, Austin, Texas.

MAYNC W. (1966), *Microbiostratigraphy of the Jurassic of Israel*, Jerusalem.
MISIK M. (1966), *Microfacies of the Mesozoic and Tertiary Limestones of the West Carpathians*, Bratislava.
MORARIU D., ALEXANDRA MORARIU (1977), *The biostratigraphy of carbonate deposits from the West Jiu Valley springs (north - easternmost part of Godeanu massif)*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Géologie, **21**, Bucureşti.
NAGY I. (1961), *Examen microbiofacial du complexe du Malm en affleurement (Montagne Mecsek)*, A. M. all. foldtani int. evi. jelentese az. 1961. evrol. I, Budapest.
— (1966), *Sur le rôle stratigraphique des genres Stomiosphaera et Cadosina dans le Jurassique supérieur de la Montagne Mecsek*, Foldt. Kozl., **96**, *1*, Budapest.
NOWAK W. (1968), *Stomiosphaerds of the Cieszyn Beds (Kimmeridgian-Hauterivian) in the Polish Cieszyn Silezia and their stratigraphical value*, Rocznil Pol. Tow. Geol., **XXXVIII**, *2—3*, Krakow.
PATRULIUS D. (1963), *Răspîndirea algelor Globochaete şi Eothryx şi a microfaciesului cu „Lombardia" (Saccocomidae) în Carpaţii Orientali*, D.S. Inst. geol., **L**, *2* (1962—1963), Bucureşti.
POP G. (1974), *Les zones des Calpionellides Tithonique-Valanginiènes du sillon de Reşiţa (Carpates méridionales)*, Rev. roum. Geol., Geophys., Geogr., Série de Geologie, **XVIII**, Bucureşti.

Primit în redacţie la 7 decembrie 1976

Institutul de geologie şi geofizică

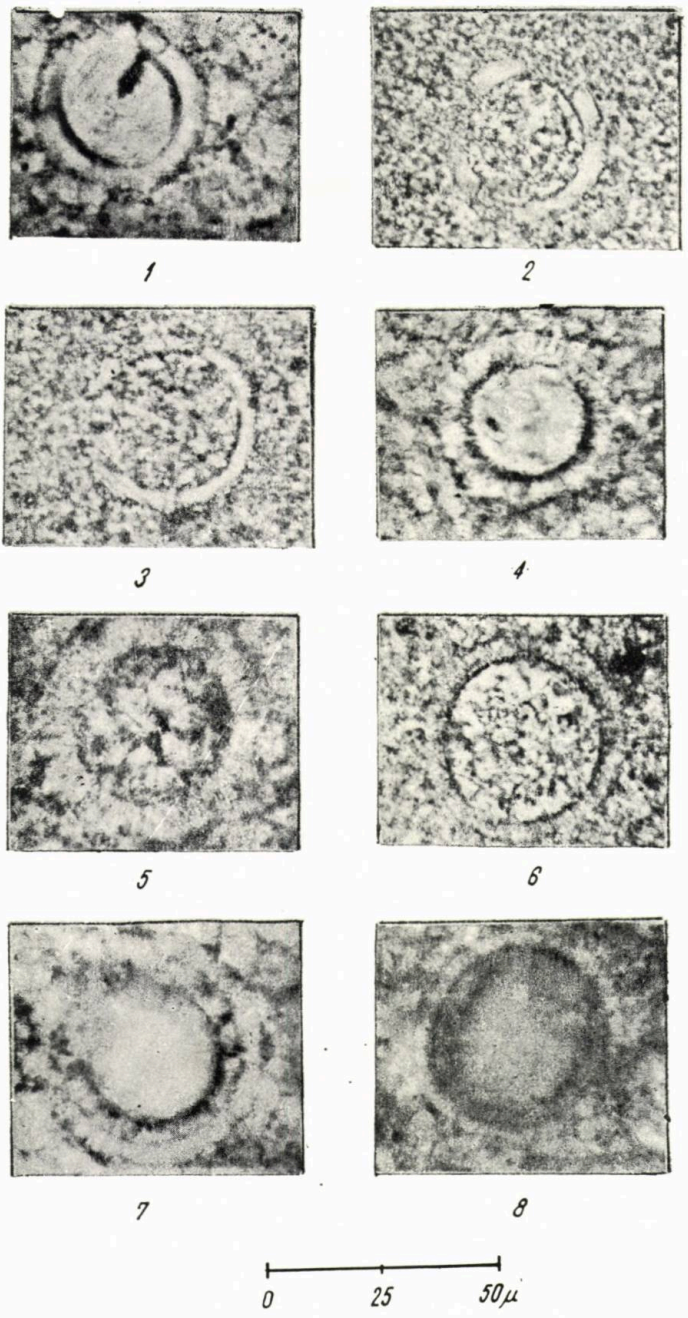


Fig. 1, 2, 3. — *Stomiosphaera moluccana* Wanner; × 450.
Fig. 4, 5, 6. — *Colomisphaera minutissima* (Colom); × 450.
Fig. 7, 8. — *Parastomiosphaera malmica* (Borza); × 450.

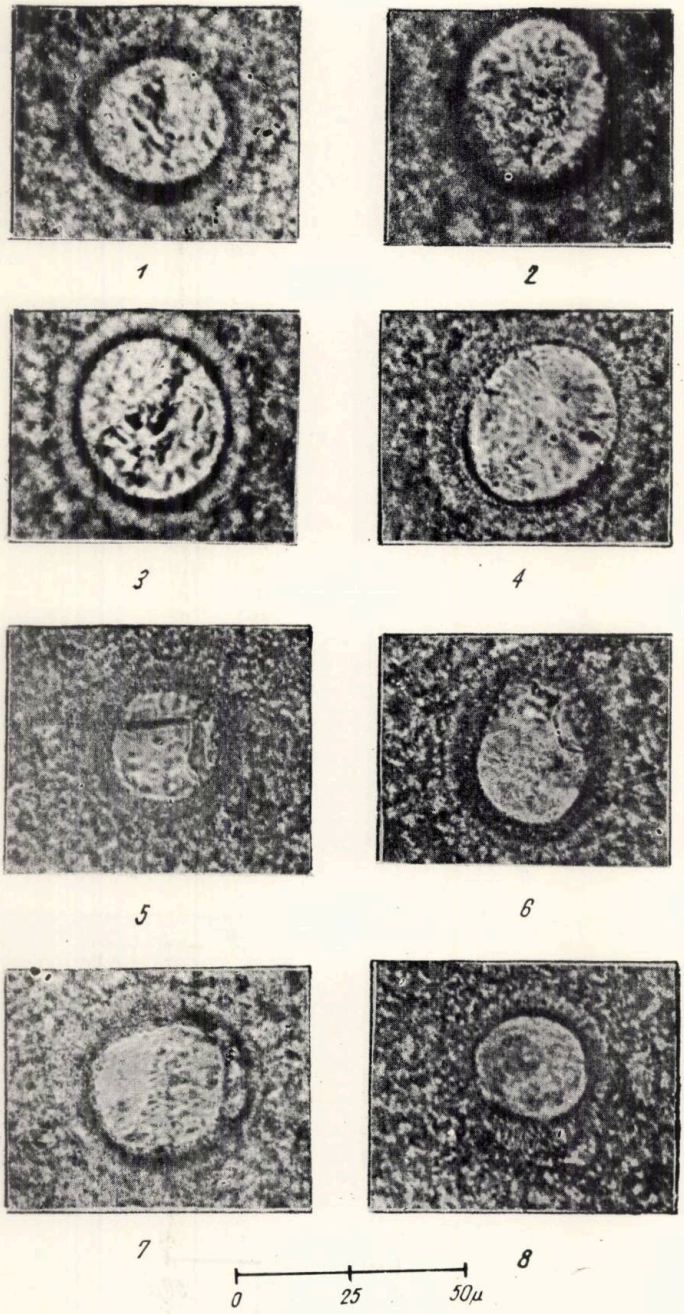
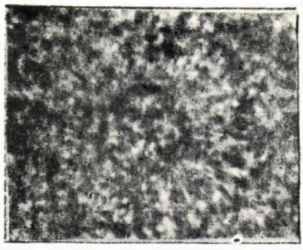
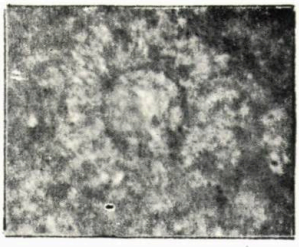


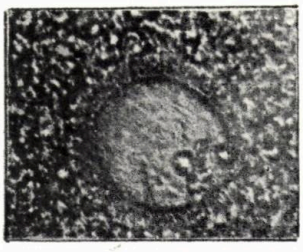
Fig. 1, 2, 3. — *Colomisphaera pulla* (Borza); × 450.
Fig. 4. — *Carpistomiosphaera borzai* (Nagy); × 450.
Fig. 5, 6, 7. — *Hemistomiosphaera parvula* (Nagy); × 450.
Fig. 8. — *Colomisphaera fibrata* (Nagy); × 450.



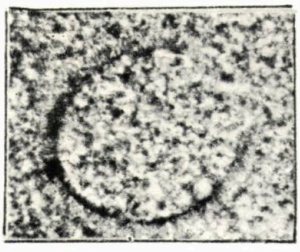
1



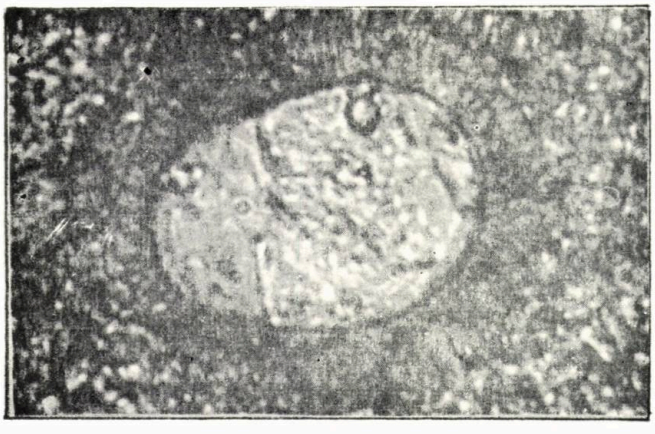
2



3



4

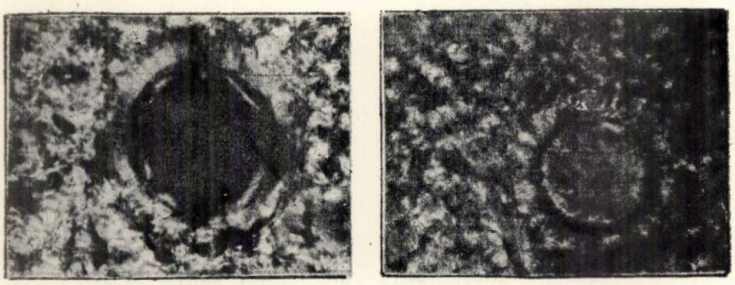


5

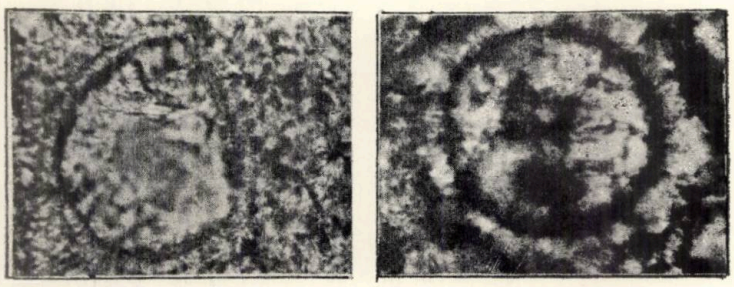
0 25 50μ

Fig. 1. — *Stomiosphaera moluccana* Wanner ; × 580.
Fig. 2. — *Colomisphaera ornata* Nowak ; × 580.
Fig. 3. — *Carpistomiosphaera tithonica* Nowak ; × 580.
Fig. 4. — *Colomisphaera carpathica* (Borza) ; × 580.
Fig. 5. — *Colomisphaera minutissima* (Colom) ; × 1000.

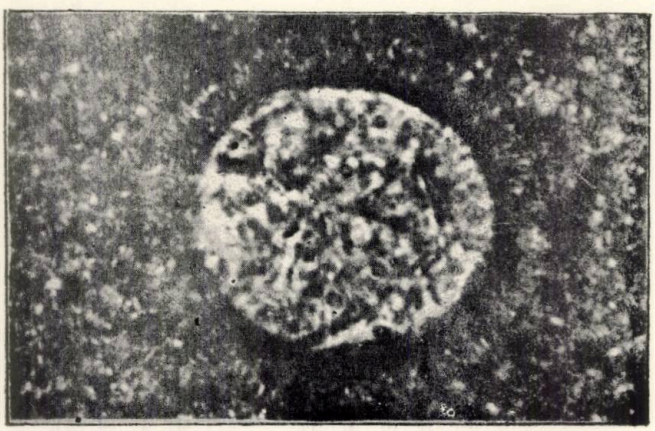
PLANȘA IV



1 2



3 4



5

0 25 50μ

Fig. 1, 2. — *Colomisphaera cieszynica* Nowak ; × 450.
Fig. 3. — *Colomisphaera* sp. ; × 450.
Fig. 4. — *Colomisphaera* aff. *minutissima* (Colom) ; × 450.
Fig. 5. — *Carpistomiosphaera borzai* (Nagy) ; × 1000

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugaţi să înainteze articolele, notele şi recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schiţele şi hărţile vor fi executate în tuş, pe hîrtie de calc potrivit STAS-urilor în vigoare. Tabelele şi ilustraţiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Se va evita reprezentarea aceloraşi date în text şi grafice. Explicaţia figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face prin indicarea numelui autorului şi a anului apariţiei lucrării (de exemplu G. Murgoci, 1961). Lista bibliografică se va da în ordinea alfabetică, iar lucrările aceluiaşi autor în ordine cronologică. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanţelor internaţionale. Responsabilitatea asupra conţinutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

*

Corespondenţa privind manuscrisele, schimbul de publicaţii etc. se vor trimite pe adresa Comitetului de redacţie.

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

* * * *Atlasul Republicii Socialiste România*, Fascicula I, 8 pl., 1974, 200 lei; Fascicula II, 12 pl., 1975, 200 lei.

AURELIA BĂRBULESCU, Stratigrafia jurasicului din vestul Dobrogei centrale, 1974, 175 p., XLVI pl., 21 lei.

ŞERBAN-NICOLAE VLAD, Mineralogeneza skarnelor de la Dognecea, 1974, 120 p., 40 fig., XVI pl., 11 lei.

V. IANOVICI, M. BORCOŞ, M. BLEAHU, D. PATRULIUS, M. LUPU, R. DUMITRESCU,, H. SAVU, 1976, Geologia Munţilor Apuseni, 632 p., 176 fig., 22 pl., 1 hartă color, 60 lei.

ION PETREUŞ, Pirita sedimentară, 1976, 134 p., 50 fig., 10 pl., 11 lei.

MIHAI BĂLAN, Mineralogia zăcămintelor manganifere de la Iacobeni, 1976, 123 p., 18 fig., 52 pl., 13,50 lei.

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, t. 22, P. 1—168, Bucureşti, 1977

I. P. „Informaţia", c. 7248

43 885

Lei 40.—

1977 SEP 9